

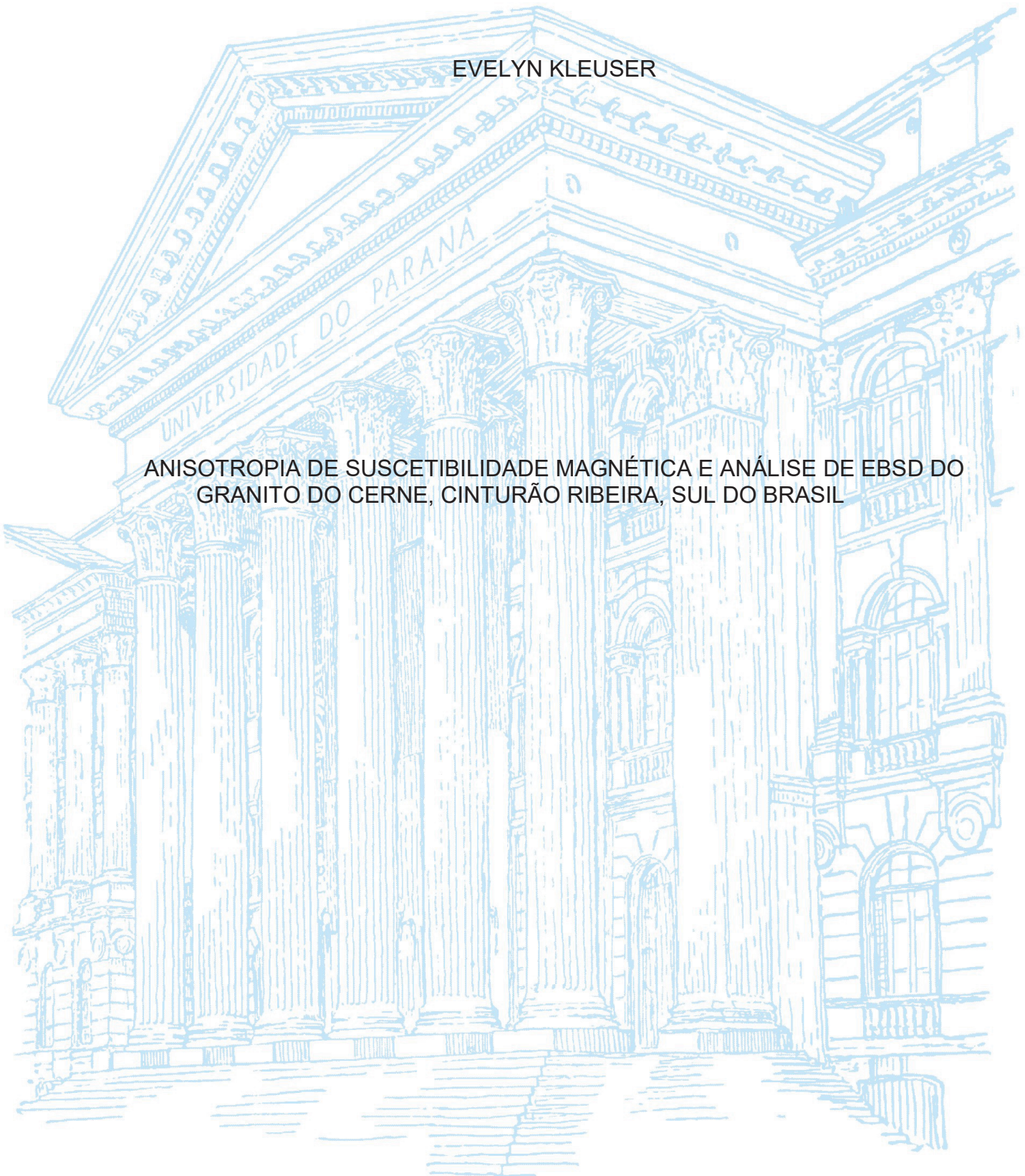
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

EVELYN KLEUSER

ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E ANÁLISE DE EBSD DO  
GRANITO DO CERNE, CINTURÃO RIBEIRA, SUL DO BRASIL

CURITIBA

2018



EVELYN KLEUSER

ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E ANÁLISE DE EBSD DO  
GRANITO DO CERNE, CINTURÃO RIBEIRA, SUL DO BRASIL

Dissertação apresentada como requisito à obtenção do grau de Mestre em Geologia Exploratória, no Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros  
Coorientador: Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro

CURITIBA

2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO SISTEMA DE BIBLIOTECAS/UFPR  
BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

---

K64a

Kleuser, Evelyn

Anisotropia de suscetibilidade magnética e análise de EBSD do granito do cerne, Cinturão  
Ribeira, sul do Brasil / Evelyn Kleuser. – Curitiba, 2018.  
96 p. : il. color.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-  
Graduação em Geologia, 2018.

Orientador: Carlos Eduardo de Mesquita Barros.

Coorientador: Leonardo Evangelista Lagoeiro.

1. Anisotropia de susceptibilidade magnética. 2. Difração de elétrons retroespalhados.  
3. Granito do Cerne. Cinturão Ribeira (Brasil). I. Universidade Federal do Paraná. II. Barros,  
Carlos Eduardo de Mesquita. III. Lagoeiro, Leonardo Evangelista. IV. Título.

CDD: 551

---

Bibliotecária: Romilda Santos - CRB-9/1214



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **EVELYN KLEUSER** intitulada: **ANISTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E ANÁLISE DE EBSD DO GRANITO DO CERNE, CINTURÃO RIBEIRA, SUL DO BRASIL**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua Aprovação no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 27 de Abril de 2018.

CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS  
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

CARLOS ALEJANDRO SALAZAR  
Avaliador Externo (UFAM)

GEANE CAROLINA GONÇALVES CAVALCANTE  
Avaliador Interno (UFPR)



*“Combati o bom combate, acabei a carreira, guardei a fé.  
Desde agora, a coroa da justiça me está guardada, a qual  
o Senhor, justo juiz, me dará naquele Dia; e não somente  
a mim, mas também a todos os que amarem a sua vinda.”*

II Timóteo 4: 7-8

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente ao Deus único.

Ao professor e Orientador Cadu por ter aceitado me orientar neste projeto, que com entusiasmo, confiança, muita paciência e experiência, me conduziu com sabedoria até a conclusão desta pesquisa. Meus agradecimentos estendidos à Anna e a Dona Sylvia que me receberam com muito carinho no sítio durante a fase de campo.

Agradeço ao Prof. Dr. Leonardo Lagoeiro pela coorientação com os trabalhos de EBSD e a Barbara Trzaskos, colega de turma e hoje Professora da nossa Instituição, que me recebeu com carinho e me ajudou a dar os primeiros passos neste Mestrado. Agradeço ao Bruno dos Institutos LACTEC pela cooperação no desenvolvimento das análises de EBSD, e a Flavia Afonso que por meio do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da Universidade Federal do Paraná (LAMIR--UFPR), confeccionou as lâminas delgadas ultrapolidas para este trabalho.

Agradeço ao Prof. Dr. Carlos José Archanjo, que com muita eficiência ofereceu todo apoio, com a utilização dos Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rochas do Instituto de Geociências (IGC), e Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da USP, e especialmente com sua experiência.

Aos meus pais Ingrid e Friedel Kleuser que me receberam em casa durante estes dois anos e me apoiaram de todas as maneiras até quando eu não merecia muito. A minha irmã Kethlyn por me receber na sua casa e me oferecer sempre uma cama quentinha, café e longas conversas sobre o futuro. Agradeço aos meus tios Giovana e Carlos pela hospedagem e carinho.

Agradeço aos meus amigos Tania Koebel e Cesar Salazar pela amizade genuína e hospedagem em São Paulo.

Aos meus amigos, Carol Stelfeld, Verena Janson, Ana Amélia Machado, Monica Kleuser, e pelo apoio high tech, agradeço a meu irmão Cristian Kleuser.

Agradeço ao Departamento de Geologia da UFPR, pela estrutura e pela oportunidade de alcançar mais esta etapa da vida.

Esta dissertação é dedicada a todas as pessoas especiais mencionadas acima, que de maneira direta ou indireta, contribuíram para que eu pudesse alcançar esta realização.

Aos colegas de Pós-Graduação Barbara Dressel e Luís Gustavo de Castro pelos dados gravimétricos e ao colega Luiz F. G. Morales pela ajuda com o MatLab.

## RESUMO

O Granito do Cerne é um plúton de forma elíptica com direção NE-SW, concordante à estruturação regional. Intrudido no fim do Neoproterozoico, aflora em meio a rochas metavulcanossedimentares e é considerado pós a tardi orogênico na evolução do Cinturão Ribeira (Domínio Apiaí). O Granito do Cerne corta rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico das Formações Betara e Votuverava. Dados de gravimetria sugerem que o granito é composto por dois pulsos magmáticos em forma de gota invertida. As zonas de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo são as estruturas transcorrentes de maior expressão regional, e que são adjacentes à área de estudo. Na porção sul o plúton é deformado pela Falha do Cerne a qual é considerada uma componente da Zona de Cisalhamento Lancinha. O granito é constituído principalmente por álcali-feldspato granitos e quartzo álcali-feldspato sienitos faneríticos com textura equigranular. Apesar do cenário tectônico, o granito tem uma estrutura isotrópica e sua colocação tem sido relacionada a uma dobra antiforme com eixo de direção N30E e associada à tectônica transpressiva. Neste trabalho buscou-se entender a trama magmática/magnética do Granito do Cerne e seus mecanismos de alojamento através da combinação das técnicas de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) e difração de elétron retro-espalhados (*electron back-scattered diffraction* - EBSD). As microestruturas observadas são consistentes com a escala de campo, com predominância de tramas de fluxo magmático e zonas miloníticas localizadas nas bordas do corpo. Os resultados mostram uma trama magnética bem definida controlada pela magnética multidomínio, com uma susceptibilidade magnética média de 7,15 mSI. A foliação magnética ( $K_3$ ) apresenta um arranjo concêntrico mergulhando suavemente, e a lineação magnética ( $K_1$ ) tende a acompanhar a foliação também com mergulhos sub-horizontais. O elipsoide da ASM varia de neutro a oblato ( $T \geq 0$ ) em 75% dos sítios amostrados. Estes resultados favorecem uma hipótese alternativa onde a colocação do Granito do Cerne teria ocorrido em posição de *tension gashes* no contexto de tectônica transcorrente sinistral. Variações internas na foliação magnética poderiam ser explicadas pela interferência entre os pulsos magmáticos que constituem o granito. Uma reativação destal da Zona de Cisalhamento Lancinha teria sido responsável pela deformação dúctil-rúptil observada nas bordas do granito e confirmadas pelas análises de EBSD.

**Palavras-chave:** ASM. Anisotropia de susceptibilidade magnética. EBSD. Difração de elétrons retro-espalhados. Granito do Cerne. Cinturão Ribeira. Brasil.

## ABSTRACT

The Cerne Granite is an elongated pluton in the NE-SW direction, conformable with the regional trend. The massif is Neoproterozoic crosscuts supracrustal rocks and is considered late to post orogenic in the evolution of the Ribeira belt (Apiaí domain). The Cerne Granite crosscuts low-grade metamorphic supracrustal rocks from Betara and Votuverava Formations. Gravimetric data suggest that Cerne Granite is composed of two inverted teardrop-shaped bodies. The Lancinha and Morro Agudo shear zones are the major regional structures present in the studied area. The southern border of the pluton is deformed by the dextral Cerne Fault, which is considered a component from to the Lancinha shear zone. The intrusion consists mainly of fine- to medium-grained alkali-feldspar granites and quartz alkali-feldspar syenites. Despite the tectonic setting, its elongated shape and the overall isotropic structure, the Cerne Granite emplacement has been attributed to *en-écheleon* folds striking N30E, which would be associated with the evolution of the major dextral strike-slip structures. In this research, we sought to understand the magmatic fabric of the Cerne Granite and its emplacement mechanisms by the combination of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and electron back-scattered diffraction (EBSD) techniques. The microstructures verified are concise with macroscale, with a predominantly magmatic pattern and localized mylonitic deformation associated to the borders. The results show a well-defined ASM fabric mostly controlled by coarse-grained magnetite, with a mean susceptibility of 7.15 mSI. The magnetic foliation ( $K_3$ ) showing a concentric arrangement shallowly dipping, and magnetic lineation ( $K_1$ ) also plunging sub horizontally. AMS ellipsoids varies from neutral to oblate ( $T \geq 0$ ) in 75% of the sites. Differently from previous interpretation, recent EBSD unpublished data have defined sinistral kinematic to the Lancinha strike-slip shear zone. These results advantage an alternative hypothesis for the Cerne emplacement along deep-seated tension gashes structures associated with sinistral strike-slip system. Internal variations in magnetic foliation directions could be explained by interference of two batches that compose the massif. A dextral reactivation of the Lancinha shear zone could possibly denote a solid-state deformation under ductile-brittle conditions which the EBSD data corroborate.

**Keywords:** AMS. Anisotropy of magnetic susceptibility. EBSD. Electron back-scattered diffraction. Cerne Granite. Ribeira belt. Brazil



## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1-1</b> Figura de localização do Granito do Cerne (rosa) e as principais vias de acesso.....	14
<b>Figura 2-1</b> – Equipamentos para a técnica de ASM. a) Marcação e furo, b) orientador c/ bússola acoplada, e c) perfuratriz adaptada e susceptibilímetro da Kappabridge (AGICO instruments).....	16
<b>Figura 3-1</b> Contribuição de alguns minerais magnéticos na susceptibilidade das rochas (Extraído de <a href="http://www.agico.com">www.agico.com</a> ).....	20
<b>Figura 3-2</b> Direções de susceptibilidade e simetria cristalina (modificado Borradaile & Jackson 2004). ....	21
<b>Figura 3-3</b> Susceptibilidade magnética e a habilidade de adquirir magnetização induzida para os diferentes tipos de comportamento magnético (Extraído e Adaptado de <a href="http://www.agico.com">www.agico.com</a> ). ....	22
<b>Figura 3-4</b> Interações magnéticas entre os grãos de magnetita: a) magnetita individual e elipse de susceptibilidade; b) grãos de magnetita alinhados paralelamente à direção de maior alongamento com incremento na anisotropia; c) alinhamento paralelo dos grãos ocasionando diminuição da anisotropia (Adaptado de Bouchez 2000). ....	23
<b>Figura 3-5</b> Representação espacial da trama magnética (anisotropia de susceptibilidade ou remanência). A distribuição é denominada neutra ou triaxial (a), linear (b) e planar (c) dependendo dos arranjos dos eixos máximo ( $k_1$ , $k_{1A}$ ), intermediário ( $k_2$ , $k_{2A}$ ) e mínimo ( $k_3$ , $k_{3A}$ ).....	24
<b>Figura 3-6</b> – Sequência do processo de aquisição de dados da técnica de EBSD (Adaptado de Mainprice 2005). ....	25
<b>Figura 3-7</b> a) Representação esquemática dos cones de difração para um plano do retículo cristalino da amostra, b) Bandas de Kikuchi no padrão EBSD (Adaptado de Prior <i>et al.</i> 1999). ....	26
<b>Figura 3-8</b> Estação com MEV/FEG modelo Mira3 LM (TESCAN) no laboratório dos Institutos LACTEC. ....	28
<b>Figura 4-1</b> Província Mantiqueira subdividida em três orógenos, e Faixa Apiaí no segmento Central. Fonte: Heilbron <i>et al.</i> (2004). ....	29
<b>Figura 4-2-</b> Esquema das principais unidades geológicas e tectônicas do sudeste brasileiro. Adaptado de Siga Junior <i>et al.</i> (2002). ....	31
<b>Figura 4-3</b> Esboço das Falhas de Morro Agudo e Lancinha, com os principais granitos associados. Modificado de Fiori (1985). ....	35
<b>Figura 5-1</b> Aspectos macroscópicos do Granito do Cerne. Notar estrutura maciça da rocha. ....	37

<b>Figura 5-2</b> Filitos com foliação milonítica em zona de cisalhamento transcorrente situada a oeste do Granito do Cerne.....	38
<b>Figura 5-3</b> Mapa Geológico da área de estudo com a localização dos sítios de ASM amostrados.....	39
<b>Figure 6-1</b> Principal geological and tectonic units of Southeast Brazil. (Adapted from Siga Junior et al. 2002).....	43
<b>Figure 6-2</b> Microstructures of the Cerne Granite: a) overall magmatic texture of the granite; b) growth twins with kink in K-feldspar; c) subgrains, undulose extinction, new grains and bulging in quartz; d) kinked biotite grains; e) and f); magmatic fabric. ....	47
<b>Figure 6-3</b> Geological map of the Cerne Granite with the distribution of AMS sampling sites. ....	49
<b>Figure 6-4</b> Isothermal remnant magnetisation (IRM) acquisition of temperature dependence of magnetic susceptibility (K norm- susceptibility normalized) for samples CE02, CE07a1, CE8c3, CE9c1, CE11a1. ....	51
<b>Figure 6-5</b> Shape parameter ( $T$ ) vs anisotropy degree ( $P$ ) of the Cerne Granite and the variation of the anisotropy ( $P$ ) with the mean site magnetic susceptibility ( $K$ ). ....	52
<b>Figure 6-6</b> Quality of AMS measurements of the Cerne Granite. Frequency histograms of $\alpha K1$ and $\alpha K3$ .....	53
<b>Figure 6-7</b> (A)Magnetic Lineation of the Cerne Granite. (B) Magnetic foliation of the Cerne Granite with respective figure poles (Schmidt-Lambert diagram). ....	54
<b>Figure 6-8</b> EBSD data of the Cerne Granite. Quartz pole figure and misorientation angle distribution histograms from sample CE02. ....	55
<b>Figure 6-9</b> EBDS data. Microcline and plagioclase pole figures from sample CE02 and CE09. ....	56
<b>Figure 6-10</b> EBSD data for biotite for the Cerne Granite. Pole figures from sample CE02 and CE09.....	57
<b>Figure 6-11</b> EBSD data of quartz from the Cerne Granite. Quartz pole figures and misorientation angle distribution histogram from sample CE09.....	58
<b>Figure 6-12</b> EBSD data of biotite from the Cerne Granite, and the magnetic data of AMS on the right. The pole figures were rotated to the geographical frame and X Y section, parallel to foliation. ....	59
<b>Figure 6-13</b> Bouguer Map of the Cerne Granite and Residual 1, 2 and 3.....	60
<b>Figure 6-14</b> Gravimetric Profiles SW-NE of the Cerne Granite.....	61
<b>Figure 6-15</b> Gravimetric Profiles NE-SW of the Cerne Granite.....	61
<b>Figure 6-16</b> Magnetic Lineation and Foliation Trajectories Maps of the Cerne Granite.....	62

**Figure 6-17** Extentional structures as tension gashes with opening of space in T position in transcurrent shear zones. (Extracted from Dressel (2012) and adapted from Kim *et al.* 2004). .....64

**Figura 7-1** Mapas de Trajetórias de Foliação e Lineação magnéticas do Granito de Cerne. 75

**Figura 7-2** Estruturas extensionais tipo *tension gashes* com abertura de espaço em posição de T em zonas transcorrentes. (Extraído de Dressel (2012) e adaptado de Kim *et al.* 2004).....77

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>13</b>
1.1 Localização .....	14
1.2 Objetivos .....	14
<b>2 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>15</b>
2.1 Materiais .....	15
2.2 Métodos.....	16
<b>3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>19</b>
3.1 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) .....	19
3.2 Difração de Elétrons retro-espalhados (EBSD) .....	25
<b>4 CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL .....</b>	<b>28</b>
4.1 Embasamento arqueano e paleoproterozoico .....	31
4.2 Rochas metavulcanossedimentares mesoproterozoicas .....	32
4.3 Granitos neoproterozoicos .....	33
4.4 Granito do Cerne .....	34
4.5 Bacias Castro e Camarinha .....	36
<b>5 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL .....</b>	<b>36</b>
5.1 O Granito do Cerne.....	36
5.2 Rochas encaixantes .....	38
<b>6 ARTIGO.....</b>	<b>40</b>
Abstract .....	40
6.1 Introduction.....	41
6.2 Geological settings .....	41
6.3 Anisotropy of Magnetic Susceptibility AMS.....	47
6.3.1 <i>Sampling and Methods</i> .....	47
6.3.2 <i>Magnetic Susceptibility and Mineralogy</i> .....	48
6.3.3 <i>Anisotropy and magnetic fabric</i> .....	52
6.3.4 <i>Electron back-scattered diffraction (EBSD)</i> .....	54
6.3.5 <i>Gravimetric data of the Cerne Granite</i> .....	59
6.3.6 <i>Discussion</i> .....	61
6.3.7 <i>Conclusion</i> .....	65
References .....	66
<b>7 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>74</b>
7.1 Significado da trama magnética.....	74



<b>7.2 Cronologia da colocação do granito.....</b>	<b>76</b>
<b>8 CONCLUSÕES .....</b>	<b>78</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>79</b>
<b>ANEXOS – DADOS ASM E EBSD .....</b>	<b>93</b>

## 1 INTRODUÇÃO

As tramas em magmas graníticos se formam em decorrência de uma variedade de processos, essencialmente pelas forças de ascensão do magma e da força tectônica regional relacionada à tensão da crosta (Archanjo *et al.* 2002). No Domínio Apiaí, no sul do Cinturão Ribeira, a intrusão do Granito do Cerne estaria relacionada ao magmatismo pós-orogênico em relação ao ambiente de arco magmático expresso pelos granitos Três Córregos e Cunhaporanga (Prazeres Filho *et al.* 2003), e magmatismo tardi-orogênico no contexto das deformações presentes neste Domínio (Cury *et al.* 2008). Neste cenário de colisão oblíqua e transpressão (Fiori 1990 e Fassbinder 1996; Campanha & Sadowski 1999) o resultado foi de estruturas regionais de falhas de cavalgamento, dobras e zonas de cisalhamento transcorrentes (Fassbinder 1996).

As zonas de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo são as estruturas transcorrentes de maior expressão regional e que delimitam a área de ocorrência do Granito do Cerne além dos granitos Rio Abaixo, Piedade, Morro Grande e Varginha. Fiori (1985) interpretou que tais granitos seriam sintectônicos e deformados ductilmente pelo deslocamento das zonas de cisalhamento.

Fiori (1990) e Fassbinder (1990, 1996) evidenciam movimentação dextral para ambas as falhas. A geometria dos granitos sugere uma relação genética entre o alojamento e as zonas de cisalhamento transcorrentes. Os indicadores cinemáticos de campo presentes na área de estudo são predominantemente de caráter dextral, contudo muitos autores que investigaram o Domínio Apiaí (Campanha 2002; Dehler *et al.* 2007; Machado *et al.* 2007; Faleiros 2008) já evidenciaram registros sinistrais em localidades próximas da área de estudo, nas Zonas de Cisalhamento Faxinal e Putunã, e em estudos recentes na própria Zona de Cisalhamento Lancinha (Conte *et al.* 2017).

O Granito Cerne foi selecionado para o desenvolvimento deste estudo por apresentar forma elíptica em planta e ser constituído por rochas predominantemente isotrópicas. A trama do granito foi estudada combinando medidas de geologia estrutural tradicionais com a caracterização de feições microscópicas e macroscópicas. Por meio da utilização das técnicas de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) e *electron back-scattered diffraction* (EBSD) ou difração de elétrons retro-espalhados, buscou-se contribuir para o entendimento da relação entre as estruturas tectônicas maiores e os mecanismos de transferência de magma.

Uma das principais técnicas utilizadas para estudar a colocação de plútons graníticos é a Anisotropia de Susceptibilidade Magnética - ASM (Bouchez 1997). A ASM pode fornecer a forma e orientação do elipsoide magnético que melhor representa a trama magmática do granito (Archanjo *et al.* 2009). Dados gravimétricos (Dressel 2012) foram integrados à trama magnética para modelar a arquitetura e compreender a história de colocação do granito. O EBSD foi utilizado de modo preliminar para caracterizar os padrões de orientação cristalográfica preferencial dos principais minerais, compreender suas microestruturas e a possível relação com mecanismos de deformação.

Esta dissertação está organizada na forma de capítulos introdutórios que abordam a caracterização do problema, a localização da área de estudo, os objetivos desta pesquisa, os materiais e métodos utilizados e a contextualização geológica e estrutural do Granito do Cerne. Os resultados são apresentados na forma de artigo que deverá ser submetido a um periódico científico.

Nos anexos estão organizados os resultados extraídos diretamente dos *softwares* Anisoft 4.2 (AGICO), Channel 5 e Matlab R2015a, utilizados nas análises de ASM e EBSD, respectivamente.

## 1.1 Localização

A área de estudo está localizada a noroeste de Curitiba, Estado do Paraná, no município de Bateias. O acesso a partir da cidade de Curitiba é feito em direção a Campo Magro pela rodovia PR-90 (Estrada do Cerne), que corta perpendicularmente o Granito do Cerne (Figura 1-1).

O Granito do Cerne tem aproximadamente 45 km<sup>2</sup> e compreende sienogranitos e álcali-feldspato granitos leucocráticos de coloração rosa e estrutura maciça (Cury *et al.* 2008). Localmente estas rochas mostram incipiente orientação de fluxo magmático (Muratori 1966; Fuck *et al.* 1967; Silva *et al.* 1998b).

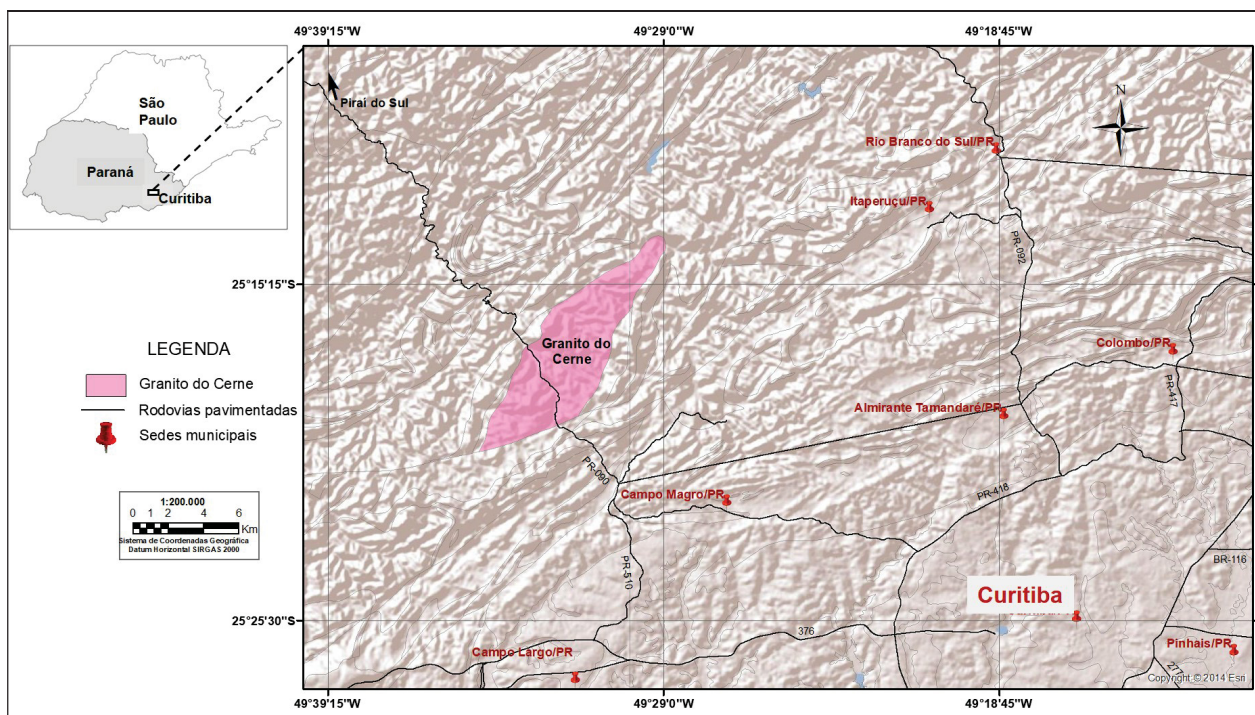


Figura 1-1 Figura de localização do Granito do Cerne (rosa) e as principais vias de acesso.

## 1.2 Objetivos

O objetivo principal da pesquisa é compreender a origem das tramas magnéticas e magmáticas do Granito Cerne, por meio do reconhecimento de estruturas internas (foliações e lineações) e investigar os mecanismos de colocação do magma e a associação com a tectônica transcorrente, utilizando as técnicas de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) e difração de elétrons retro-espalhados (EBSD).

O reconhecimento de estruturas internas (foliações e lineações) pode auxiliar na compreensão da cinemática de alojamento do Granito do Cerne e as relações cronológicas entre a colocação deste corpo ígneo e o cenário tectônico regional.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

### 2.1 Materiais

O início do trabalho compreendeu a pesquisa bibliográfica, cujo acervo é constituído de artigos, livros, teses e dissertações. Em seguida foi realizada a compilação e análise de mapas geológicos, e descrição de lâminas petrográficas. Os mapas de localização utilizados na navegação durante os trabalhos de campo foram aprimorados com o auxílio das imagens obtidas pelo *software* Google Earth. Para a confecção dos mapas geológicos e figuras foram utilizados os programas que trabalham com sistemas de informações geográficas. Os dados estruturais foram tratados em estereogramas confeccionados com os programas específicos.

A fonte dos dados geológicos utilizados para confecção do Mapa Geológico Local foi o mapa do Granito do Cerne e de suas as rochas encaixantes, realizado por Cury (2003), Cury *et al.* (2002, 2008).

Os dados de gravimetria do Granito do Cerne, cedidos pela colega Bárbara Dressel (Dressel 2012), foram integrados aos dados petrográficos, de ASM e EBSD obtidos no presente trabalho.

Para o método da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) foi realizada a coleta de amostras do Granito do Cerne com o auxílio de uma perfuratriz portátil mecanizada e de um orientador acoplado (bússola Brunton). A perfuratriz permitiu a coleta de testemunhos cilíndricos (espécimes) orientados.

Após a preparação dos espécimes, estes foram destinados para análises de anisotropia de susceptibilidade magnética em um susceptímetro MFK1-FA Kappabridge (AGICO) (Figura 2-1), no Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rochas do Instituto de Geociências (IGC), análises de magnetização remanente isotérmica e termomagnéticas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) ambos da Universidade de São Paulo (USP), com a colaboração do Prof. Dr. Carlos José Archanjo.



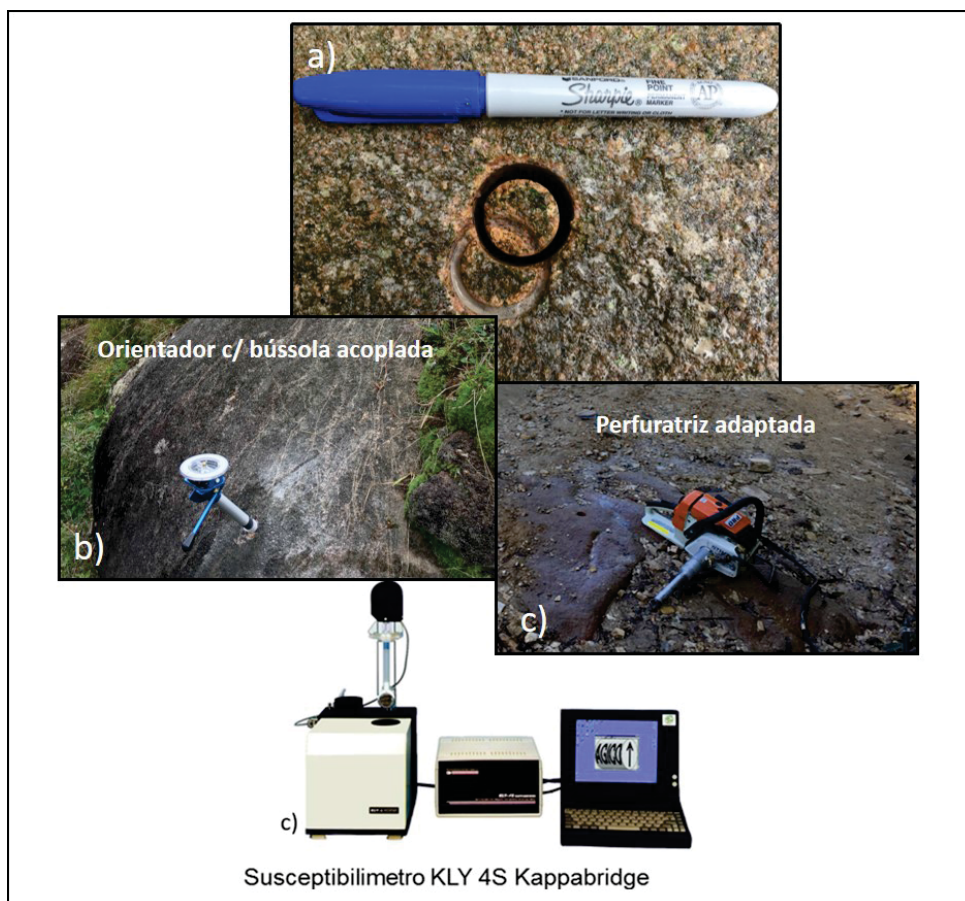


Figura 2-1 – Equipamentos para a técnica de ASM. a) Marcação e furo, b) orientador c/ bússola acoplada, e c) perfuratriz adaptada e susceptibilímetro da Kappabridge (AGICO instruments).

Três lâminas ultrapolidas confeccionadas a partir de amostras orientadas, previamente estudadas neste trabalho pelo método de ASM, foram analisadas em microscópio eletrônico pelo método de difração de elétrons retro-espalhados (EBSD). Estas análises foram feitas no laboratório dos Institutos LACTEC. O tratamento dos dados de EBSD foram realizados pelos *softwares* Matlab R2015a e Channel 5, os quais permitiram a leitura de dados.

## 2.2 Métodos

Os métodos utilizados para atingir os objetivos propostos nesta pesquisa englobaram a pesquisa bibliográfica, os trabalhos de campo durante os quais foram coletadas amostras para estudos petrográficos, de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), análises de magnetização remanente isotérmica (MRI), análises termomagnéticas, e difração de elétrons retro-espalhados (*electron back-scattered diffraction* - EBSD).

### **Pesquisa bibliográfica**

Pesquisa de estudos realizados na área, relacionados à geologia regional, geocronologia, geoquímica, mineralogia e gravimetria. Esta etapa envolveu a leitura de textos relacionados às técnicas de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) e difração de elétrons retro-espalhados (EBSD).

### ***Trabalhos de campo***

Os trabalhos de campo envolveram duas etapas de campo de aproximadamente sete dias cada para a coleta e descrição sistemática das amostras orientadas do Granito do Cerne. No total foram amostrados 26 sítios, sendo que de cada sítio foram retirados de 3 a 5 cilindros de amostras de rocha. Após o levantamento dos dados de foliações, lineações, contatos litológicos e estruturas do granito, foram descritas as rochas encaixantes.

### ***Análises petrográficas***

Para a descrição petrográfica e microestrutural foram analisadas lâminas delgadas confeccionadas em trabalhos anteriores, além da elaboração de duas novas lâminas delgadas a partir das amostras orientadas coletadas no campo. O corte é paralelo à lineação e perpendicular à foliação, (face XZ). As observações foram feitas em microscópios petrográficos do Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) da Universidade Federal do Paraná.

### ***Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)***

A Anisotropia de Susceptibilidade Magnética permite analisar a trama magnética da rocha, a orientação preferencial dos minerais magnéticos e permite sugerir a direção de fluxo do magma. A técnica de ASM consiste em medições de susceptibilidade magnética ( $k$ ) em cilindros de rocha (espécimes) com 2,2 cm de altura e 2,5 cm de diâmetro. As análises foram feitas com um susceptibilímetro do tipo Kappabridge MFK1-FA (AGICO) do Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rochas, no Instituto de Geociências de São Paulo da Universidade de São Paulo.

O programa específico *Anisoft* 4.2 da AGICO exibe as medições de susceptibilidade magnética dos três planos perpendiculares além da medida volumétrica da susceptibilidade magnética de cada espécime. Os resultados são processados no mesmo programa que permite analisar os parâmetros escalares (grau de anisotropia  $P$  e forma  $T$ ) e direcionais (foliação e lineação) do elipsoide magnético. Este elipsoide da ASM representa a trama magnética da rocha.

### ***Curvas Termomagnéticas***

As análises das Curvas Termomagnéticas também foram realizadas para a melhor identificação das fases portadoras do sinal magnético e a determinação é medida pela variação da susceptibilidade com a temperatura ( $k$  vs.  $T$ ).

Transições que caracterizam os minerais magnéticos (temperatura de Curie/Néel,  $T_C/T_N$ ) foram determinadas medindo-se a susceptibilidade magnética em intervalos que começam em  $-200^\circ\text{C}$  a  $750^\circ\text{C}$ . A amostra é proveniente de um fragmento de rocha moído (fração areia fina a silte) de um dos cilindros (espécime). Esta fração foi homogeneizada e dela foi separado um pequeno volume ( $0,2\text{ cm}^3$ ) para análise. O material inicialmente é resfriado em nitrogênio líquido e então aquecido progressivamente até a temperatura ambiente. Posteriormente, com o uso de argônio, estabiliza-se a temperatura do equipamento para a próxima etapa, que consiste no aquecimento da mesma amostra progressivamente desde a temperatura ambiente até  $\sim 750^\circ\text{C}$ . Na continuidade, realiza-se o ciclo inverso resfriando a amostra até a temperatura ambiente. Em ambos os ciclos (resfriamento e aquecimento) as medições de susceptibilidade são realizadas em intervalos de  $3^\circ\text{C}$ .

O equipamento é o mesmo da ASM, um susceptibilímetro do tipo Kappabridge MFK1-FA (AGICO), porém adaptado para experimentos termomagnéticos com um

forno acoplado (CS-3/CS-L). As curvas termomagnéticas que representam a variação  $k$  vs  $T$ , foram analisadas utilizando o programa Cureval v.8 da AGICO Ltda.

### ***Magnetização Remanente Isotérmica (IRM)***

O método de magnetização remanente isotérmica (IRM) consiste na indução de um campo magnético crescente e de forma gradual até alcançar 2,2 T (tesla). Normalmente seleciona-se um espécimen representativo de um conjunto de valores de susceptibilidade total ou volumétrica. O campo magnético é aplicado ao longo de um espécime, na direção  $z$ , em um aparelho magnetizado ("*Pulse Magnetizer*"). Em seguida, a magnetização remanente é medida em quatro direções no magnetômetro da MOLSPIN Ltda. A intensidade da magnetização remanente é representada por uma curva, que informa a capacidade de aquisição de magnetização remanente dos minerais ferromagnéticos.

### ***Difração de elétrons retro-espalhados (EBSD)***

No estudo de difração de elétrons retro-espalhados ou EBSD, uma fonte acoplada ao microscópio eletrônico emite um feixe de elétrons que ao incidir na amostra inclinada, interage com a sua superfície, onde parte dos elétrons são difratados (~50%) e capturados (retro-espalhados) por uma tela de fósforo. Nesta tela teremos a representação dos caminhos percorridos pelos elétrons, dentro da rede cristalina dos minerais. Sobre as trajetórias desses elétrons que são simuladas pelo programa Monte Carlo, está demonstrada a fonte virtual de elétrons, mostrando que os elétrons saem do interior da amostra em todas as direções (Morales *et al.* 2007).

Elétrons que saem da fonte virtual com um ângulo correto irão difratar nesses planos e formar os cones de Kossel, e ao incidirem na tela de fósforo irão produzir uma banda de Kikuchi (Morales *et al.* 2007).

Com esta técnica é possível obter informações microestruturais quantitativas, acerca da natureza cristalográfica, como por exemplo, tamanho e orientação de grãos, características de borda de grão e identificação das várias fases de uma amostra (Randle 1992; Dingley *et al.* 1995; Prior *et al.* 1999).

Para este estudo foram confeccionadas duas lâminas delgadas com polimento ultrafino. A preparação destas lâminas foi realizada no Laboratório de Análises de Minerais (LAMIR). O polimento foi feito com uma politriz Labforce (STRUERS) e o acabamento final na politriz *Minimet* 1000 (BUEHLER), no Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR. O polimento de precisão é imprescindível, pois, qualquer interferência na superfície da lâmina pode modificar ou até mesmo não permitir a correta indexação dos padrões de difração. A representação da orientação preferencial cristalográfica é feita em estereogramas de figura de polos junto às imagens da seção da lâmina delgada analisada. Esta projeção tem referencial geográfico e geológico estrutural.

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

A dependência da magnetização induzida na orientação do campo magnético aplicado a uma rocha é chamada de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (Hrouda 1982; Tarling & Hrouda 1993).

A Anisotropia de Susceptibilidade Magnética é uma técnica amplamente utilizada para caracterizar a estrutura interna de corpos ígneos e seus mecanismos de alojamento (Hrouda 1982; Borradaile e Henry 1997; Bouchez 1997 e 2000; Borradaile & Jackson 2004), particularmente quando as rochas graníticas não evidenciam deformação tectônica na escala mesoscópica. Como consequência desta técnica, a magnitude da susceptibilidade magnética volumétrica pode caracterizar a química da rocha, particularmente o seu conteúdo de ferro, e o seu mapeamento permite construir o modelo estrutural de um plúton (Amice e Bouchez 1989). A ASM é um método quantitativo de determinação de tramas tridimensionais.

A trama magnética é controlada por todos os minerais magnéticos (ferromagnéticos, diamagnéticos e paramagnéticos). Nas rochas ígneas a orientação cristalográfica preferencial pode estar associada ao fluxo magmático, se a deformação ocorreu no estado magmático, ou a orientação pode ter ocorrido numa deformação no estado sólido.

Nos maciços graníticos a ASM registra os deslocamentos finais do magma durante o alojamento na crosta terrestre e, deste modo, complementa as técnicas estruturais e geoquímicas utilizadas na reconstituição geodinâmica dos terrenos cristalinos (Archanjo *et al.* 2002).

A ASM depende da composição mineralógica (Borradaile *et al.* 1987), da anisotropia do cristal (Hrouda 1982), de sua forma (Uyeda *et al.* 1963) e da orientação preferencial cristalográfica (Owens & Rutter 1978).

#### **Susceptibilidade Magnética**

Quando uma rocha é submetida a um campo indutor ( $H$ ), a mesma pode adquirir a magnetização induzida ( $M$ ). Em geral a susceptibilidade magnética ( $k$ ) é diretamente proporcional à magnetização, conforme a equação:

$$M = kH$$

No Sistema Internacional, os parâmetros  $M$  e  $H$  são medidos em A/m e  $k$  é considerado adimensional. Quando um material é considerado isotrópico,  $M$  é constante independente da orientação do campo  $H$ . Todavia as rochas bem como seus minerais são anisotrópicos, ou seja, suas propriedades físicas variam numa determinada direção dada.

Dessa forma, para uma determinada direção de indução, as componentes da magnetização induzida podem ser expressas por

$$M_i = k_{ij} H_j$$

onde  $i, j = 1, 2, 3$ .  $M_i$  é a magnetização na direção  $i$ ,  $H_j$  é o campo indutor na direção  $j$ , e  $k_{ij}$ . A variação de susceptibilidade magnética com a orientação do campo aplicado é uma matriz simétrica de segunda ordem, denominada de tensor de susceptibilidade (Nye 1957). Na matriz é possível encontrar um sistema de coordenadas (auto vetores), na qual a diagonalização permite extrair as direções principais de susceptibilidade



magnética ( $k_1 > k_2 > k_3$ ). A representação espacial do tensor de susceptibilidade pode ser descrita por um elipsoide, de onde podem ser extraídas informações sobre o grau de anisotropia (parâmetro  $P = k_1/k_3$ ), e forma ou simetria do elipsoide que varia de oblato ( $k_1 = k_2 > k_3$ ), prolato ( $k_1 > k_2 = k_3$ ) a triaxial ou neutro ( $k_1 > k_2 > k_3$ ). O grau de excentricidade do elipsoide aumenta à medida que  $P$  cresce. A forma do elipsoide pode ser determinada pelo parâmetro  $T$ :

$$T = (2 \eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)$$

onde  $\eta_1 = \ln k_1$ ,  $\eta_2 = \ln k_2$  e  $\eta_3 = \ln k_3$ .  $T$  varia de 0 a 1 para elipsoides neutros a oblatos, e entre 0 a -1 para elipsoides neutros a prolatos. Bouchez (1997) discute com detalhe a aplicação do estudo da ASM em rochas graníticas.

A susceptibilidade magnética é representada como um tensor de 2º ordem e geometricamente como um elipsoide com três eixos principais de susceptibilidade. A medição é feita num campo de baixa intensidade onde a anisotropia é determinada por medidas de magnitude de susceptibilidade ao longo de pelo menos 6 direções para que o elipsoide possa ser construído.

A susceptibilidade é dada por  $k$  (SI/cm³) e em geral é diretamente proporcional à magnetização. A susceptibilidade magnética representa a contribuição do comportamento magnético dos minerais da rocha (Figura 3-1). Na presença de magnetita, este mineral será o responsável pelo sinal magnético dominante, isto devido a sua alta capacidade de magnetização.

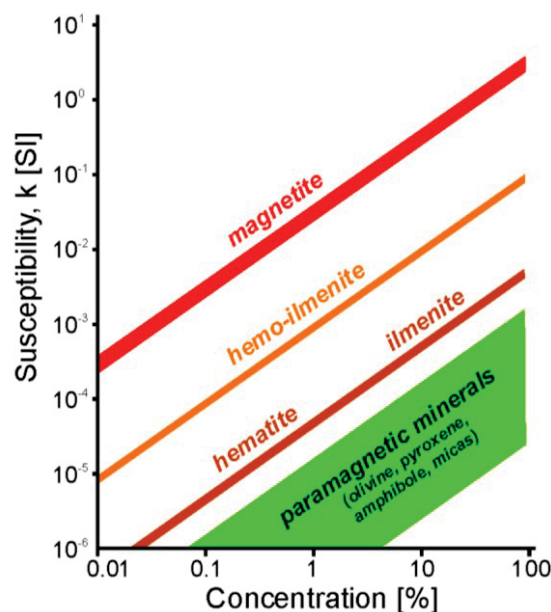


Figura 3-1 Contribuição de alguns minerais magnéticos na susceptibilidade das rochas (Extraído de [www.agico.com](http://www.agico.com))

### Comportamento Magnético dos Minerais

O magnetismo é originado a partir do movimento spin dos elétrons no orbital atômico, e da interação entre elétrons. É uma propriedade geral de todos os materiais na presença de um campo magnético externo  $H$ .

Há três tipos de comportamento magnético, **diamagnetismo**, **paramagnetismo** e **ferromagnetismo** (Tarling & Hrouda 1993). No caso dos minerais diamagnéticos, o

comportamento é praticamente neutro e adquirem magnetização paralela, mas com sentido inverso ao campo magnético indutor. A magnetização depende linearmente do campo aplicado e uma vez removido o campo, a magnetização é zero. Um exemplo de mineral diamagnético é o quartzo. Os valores de suscetibilidade diamagnética são em geral muito baixos (entre  $-13$  e  $-17 \times 10^{-6}$  SI), sendo negligenciados quando suscetibilidades de intensidades mais altas estão presentes.

Paramagnetismo ocorre em minerais que possuem momentos magnéticos inerentes, devido a momentos de spin e momentos orbitais descompensados (camadas atômicas incompletas). Os paramagnéticos têm suscetibilidade positiva, mas é fraca (entre  $10^{-5}$  e  $10^{-3}$  SI). Minerais como a ilmenita, biotita, anfibólios e piroxênios são minerais paramagnéticos, e dependem da rede cristalina onde inclusões de óxidos e sulfetos tendem a incrementar ASM. A suscetibilidade paramagnética é positiva, independe do campo indutor e decresce com o aumento da temperatura. A variação da suscetibilidade paramagnética com a temperatura obedece a lei de Curie:

$$k = (T - \theta)^{-1}$$

onde  $T$  é a temperatura e  $\theta$  é a temperatura no ponto de Curie.

O grau de anisotropia dos minerais paramagnéticos é controlado pela simetria cristalina (Figura 3-2). Em minerais do sistema cúbico, como na granada, a anisotropia é nula, enquanto que em sistemas ortorrômbicos (ortopiroxênio) os eixos cristalográficos  $a$ ,  $b$  e  $c$  coincidem com as principais direções de anisotropia de suscetibilidade ( $k_1$ ,  $k_2$  e  $k_3$ ). Já no sistema monoclinico (anfíbólio e biotita), somente o eixo  $b$  é paralelo a uma direção de suscetibilidade (Borradaile & Jackson 2004).

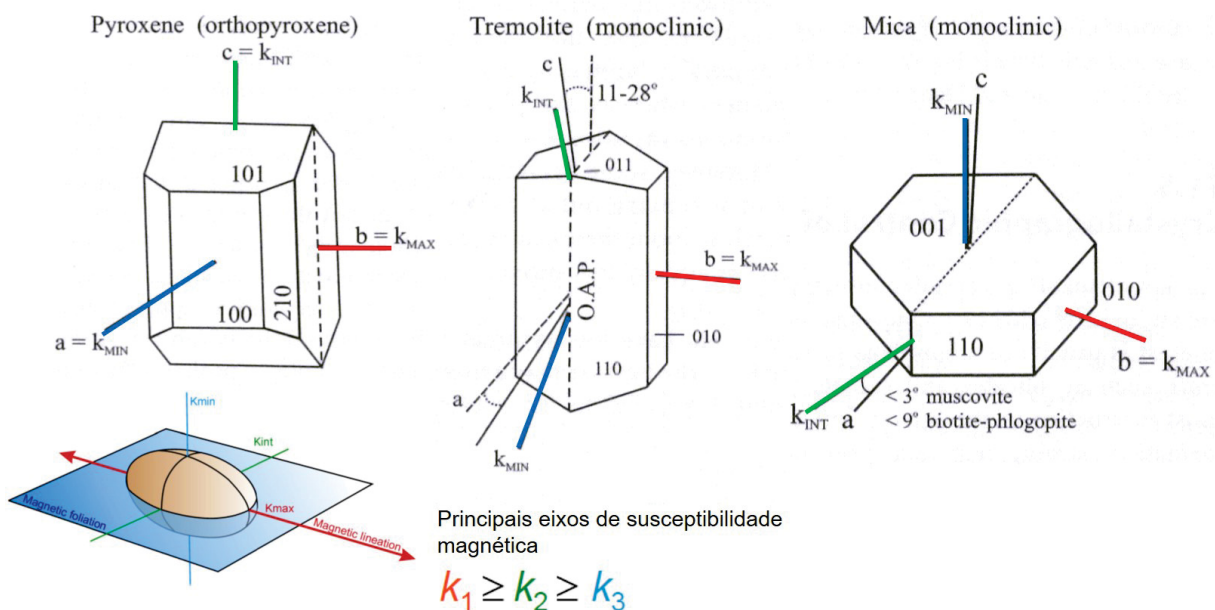


Figura 3-2 Direções de suscetibilidade e simetria cristalina (modificado Borradaile & Jackson 2004).

Em granitos, onde o paramagnetismo predomina, é fundamental reconhecer qual mineral é o responsável pelo sinal magnético. A coaxialidade entre os dois tensores é verdadeira somente se os eixos magnéticos da ASM correspondem aos eixos da anisotropia de forma. Quando os eixos AMS e os eixos morfológicos/cristalográficos coincidem, o que é o caso dos minerais mais comuns, a trama magnética é considerada "normal". Esta relação é válida para a maioria dos filossilicatos (Guillet *et al.* 1983, Bouchez *et al.* 1990, Borradaile & Jackson 2004, Dunlop *et al.* 2006).

Os minerais ferromagnéticos caracterizam-se pela presença de íons de Fe e Mn e possuem magnetização natural espontânea. Quando submetidos a um campo indutor, a magnetização dos minerais ferromagnéticos é de várias ordens de grandeza superior à dos paramagnéticos. O ferromagnetismo é uma propriedade que depende do arranjo tridimensional dos átomos na estrutura cristalina. O ferromagnetismo s.l. inclui também o ferrimagnetismo e o antiferromagnetismo (Figura 3-3).

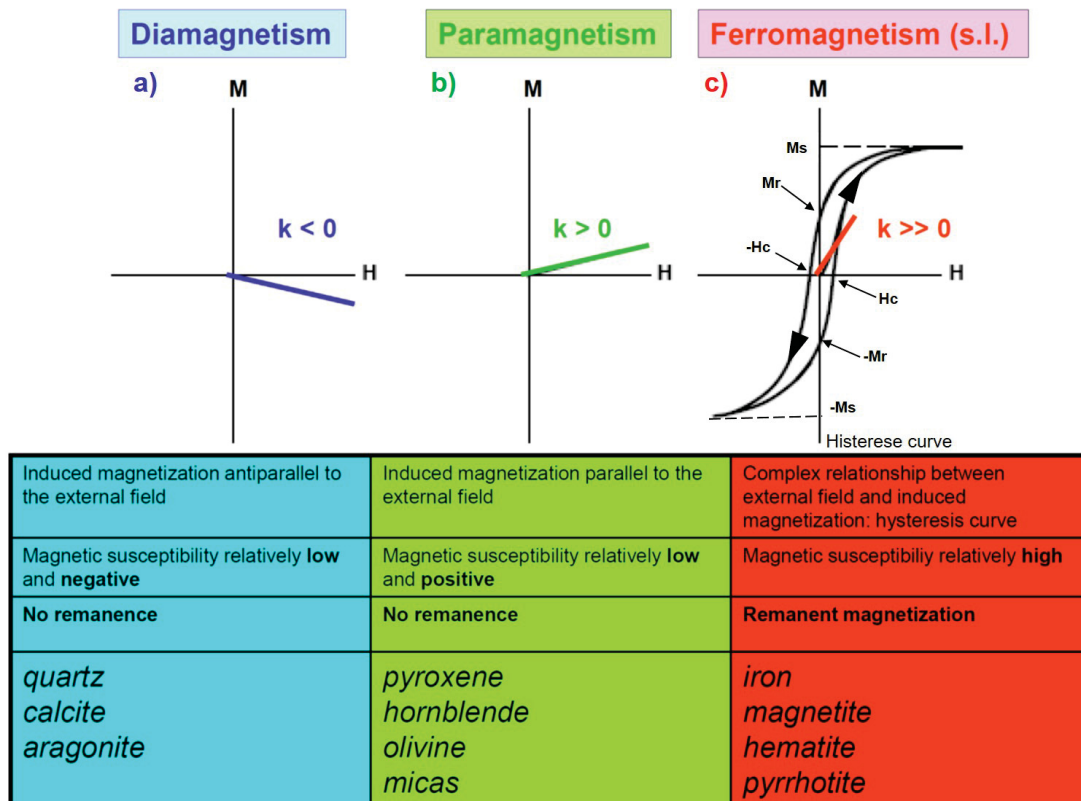


Figura 3-3 Susceptibilidade magnética e a habilidade de adquirir magnetização induzida para os diferentes tipos de comportamento magnético (Extraído e Adaptado de [www.agico.com](http://www.agico.com)).

Materiais antiferromagnéticos possuem momentos magnéticos antiparalelos de mesma intensidade, resultando em magnetização nula, como exemplos a goetita e a hematita (Tarling & Hrouda 1993; Nédélec & Bouchez 2011). Em materiais ferrimagnéticos os momentos magnéticos também são antiparalelos, mas as intensidades são diferentes, produzindo fraca magnetização residual na direção dos momentos mais fortes. O comportamento magnético de materiais ferromagnéticos s.l. pode ser descrito por meio da curva de histerese.

A caracterização das propriedades ferromagnéticas é definida numa curva de histerese, numa relação linear entre M e H (Figura 3-3, c). Com o aumento gradual do campo indutor H, a magnetização cresce até alcançar a saturação ( $M_s$ ). A partir do ponto de saturação a magnetização é constante e máxima e, se removido o campo indutor, o mineral adquire magnetização remanente ( $M_r$ ).

Diminuindo o campo indutor a magnetização também diminui, mas não reduz a zero quando removido o campo indutor. A esta magnetização residual é dada o nome de magnetização remanente ( $M_r$ ). O campo inverso necessário para anular ( $M_r$ ) é denominado coercividade ( $-H_c$ ).

Paramagnetismo e diamagnetismo dependem somente da temperatura, ou seja, dependem do raio da órbita dos elétrons. Ferromagnetismo, antiferro e ferrimagnetismo dependem das distâncias interatômicas. Com o aumento da temperatura, as distâncias podem ser excedidas e as interações (forças de troca) quebram.

Nos minerais ferromagnéticos os momentos são paralelos e direcionam todos para o mesmo sentido, enquanto que nos minerais ferrimagnéticos os momentos são antiparalelos. Quando os momentos magnéticos atingem uma determinada temperatura, se tornam aleatórios e é denominada a temperatura de Curie ( $T_C$ ) nos minerais ferromagnéticos, e de Néel ( $T_N$ ) nos antiferromagnéticos. Acima da temperatura de Curie/Néel os minerais tornam-se paramagnéticos e a susceptibilidade obedece à lei de Curie-Weiss (Archanjo 2003).

Os principais minerais ferromagnéticos são titano-magnetita e titano-hematita. Tanto a magnetita como a hematita apresentam anisotropia que depende da organização do retículo cristalino. A anisotropia magnetocristalina da magnetita é caracterizada pela diferença da magnetização induzida no eixo diagonal (direção de fácil magnetização) e nas arestas do cubo, enquanto na hematita a anisotropia é confinada no plano basal, perpendicular ao eixo c (Figura 3-4). Consequentemente a anisotropia magnetocristalina da magnetita é sobreposta por uma anisotropia de forma, sendo, portanto, maior nos grãos prolatos quando comparada aos cristais oblatos (Borradaile & Henry 1997). Além disso, o tamanho do cristal está relacionado com a presença de domínios magnéticos no interior do grão, os quais existem para minimizar a energia magneto-estática do cristal (Tarling & Hrouda 1993).

O comportamento dos minerais ferromagnéticos é classificado em minerais ferromagnéticos multidomínio (MD) ou monodomínio (SD), onde os grãos MD possuem magnetização estável e paralela ao eixo longo dos grãos, enquanto que nos grãos SD a direção de magnetização é perpendicular ao eixo longo. Rochas constituídas por magnetita SD, consequentemente, apresentam suscetibilidade máxima ( $k_1$ ) perpendicular à direção de alongamento do grão. Esse arranjo é denominado “inverso” (Rouchette *et al.* 1992).

O comportamento SD na magnetita ocorre em grãos de tamanhos entre 0.03 a 0.1  $\mu\text{m}$ , enquanto que na hematita os grãos possuem tamanho entre 0.03 a 15  $\mu\text{m}$  (Lowrie 1997).

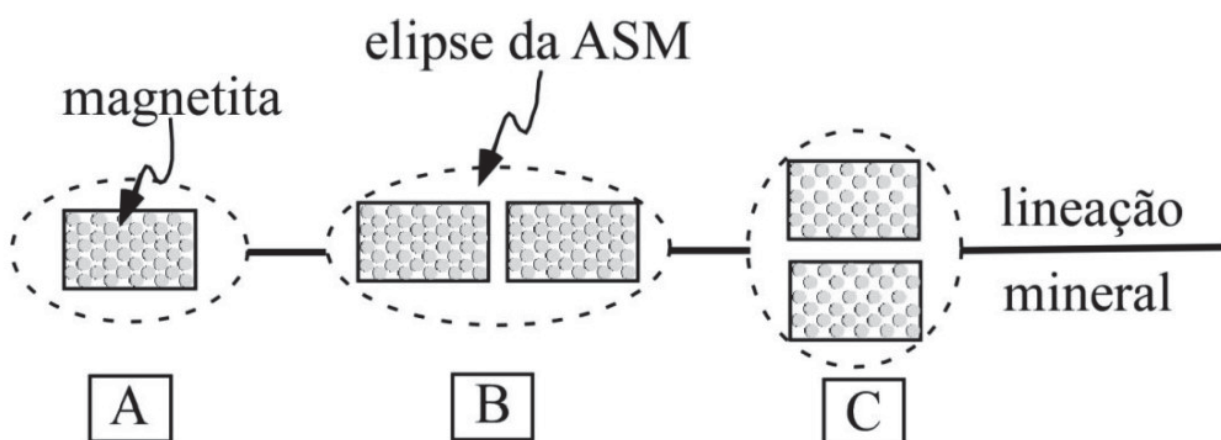


Figura 3-4 Interações magnéticas entre os grãos de magnetita: a) magnetita individual e elipse de susceptibilidade; b) grãos de magnetita alinhados paralelamente à direção de maior alongamento com incremento na anisotropia; c) alinhamento paralelo dos grãos ocasionando diminuição da anisotropia (Adaptado de Bouchez 2000).

### Trama Magnética

A representação espacial dos dados de ASM é normalmente realizada em uma projeção estereográfica (hemisfério inferior). O elipsoide representa a trama magnética onde cada eixo do elipsoide possui valores escalares e vetoriais, então  $k_1$  representa a posição da lineação magnética (linear) e  $k_3$  o polo da foliação magnética (planar) do local analisado.

A trama magnética pode ser classificada de três formas: linear, plana, e triaxial ou plano-linear. Na trama linear, que possui apenas a lineação magnética definida, os eixos  $k_1$ - $k_{1A}$  estão agrupados, enquanto  $k_2$ - $k_{2A}$  e  $k_3$ - $k_{3A}$  estão distribuídos em um plano normal a  $k_1$ - $k_{1A}$ . Quando os eixos do elipsoide formam agrupamentos distintos, a trama é denominada triaxial ou plano-linear (Figura 3-5), este tipo de trama define uma lineação ( $k_1$ ) e uma foliação magnética (plano normal a  $k_3$ ). Na trama planar os eixos  $k_1$ - $k_{1A}$  e  $k_2$ - $k_{2A}$  distribuem-se em um plano normal a  $k_3$ - $k_{3A}$  (polo da foliação).

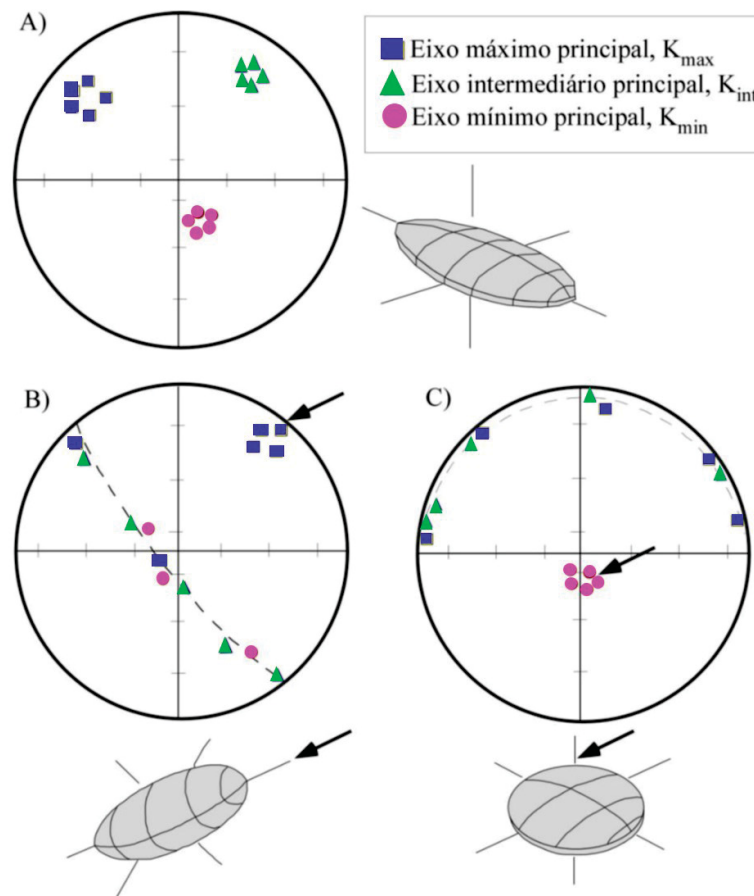


Figura 3-5 Representação espacial da trama magnética (anisotropia de susceptibilidade ou remanência). A distribuição é denominada neutra ou triaxial (a), linear (b) e planar (c) dependendo dos arranjos dos eixos máximo ( $k_1$ ,  $k_{1A}$ ), intermediário ( $k_2$ ,  $k_{2A}$ ) e mínimo ( $k_3$ ,  $k_{3A}$ ).

Em uma trama triaxial ou plano linear, todos os eixos do elipsoide formam agrupamentos distintos  $k_1 > k_2 > k_3$ .

Os parâmetros escalares  $P$  e  $T$  correspondem respectivamente ao grau de excentricidade e forma do elipsoide da trama magnética, onde  $P = k_1/k_3$  sendo grau de anisotropia;  $L = k_1/k_2$ , anisotropia linear;  $F = k_2/k_3$ , anisotropia planar e  $T = (2 \eta_2 - \eta_1 - \eta_3)$



$1/(\eta_1 - \eta_3)$ . O parâmetro T (Jelinek 1981), tende a variar de  $T = -1$  para elipsoides em formato de charuto e  $T = +1$  em formatos de panqueca.

### 3.2 Difração de Elétrons retro-espalhados (EBSD)

A difração de elétrons retro-espalhados se baseia no princípio de que um feixe de elétrons gerado em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) é a fonte de elétrons espalhados randomicamente na amostra. Dado que o diâmetro do feixe de elétrons sempre é maior que o espaçamento atômico na amostra, logo pela interação de uma determinada quantidade de núcleos, elétrons serão espalhados em todas as direções na amostra. Elétrons de alta energia difratados da superfície incidente depois de um ou mais eventos são denominados de elétrons retro-espalhados (Mariani *et al.* 2008).

A técnica de EBSD mede diretamente as orientações completas de grãos individuais e é ideal para investigar as relações existentes entre textura e microestrutura, assim como as relações espaciais de desorientação entre grãos vizinhos. Este método permite a rápida determinação da orientação dos eixos cristalográficos de minerais (Morales 2006). Com o EBSD é possível mapear grande número de orientações preferenciais cristalográficas de diferentes fases minerais (Randle 1992; Dingley *et al.* 1995; Prior *et al.* 1999).

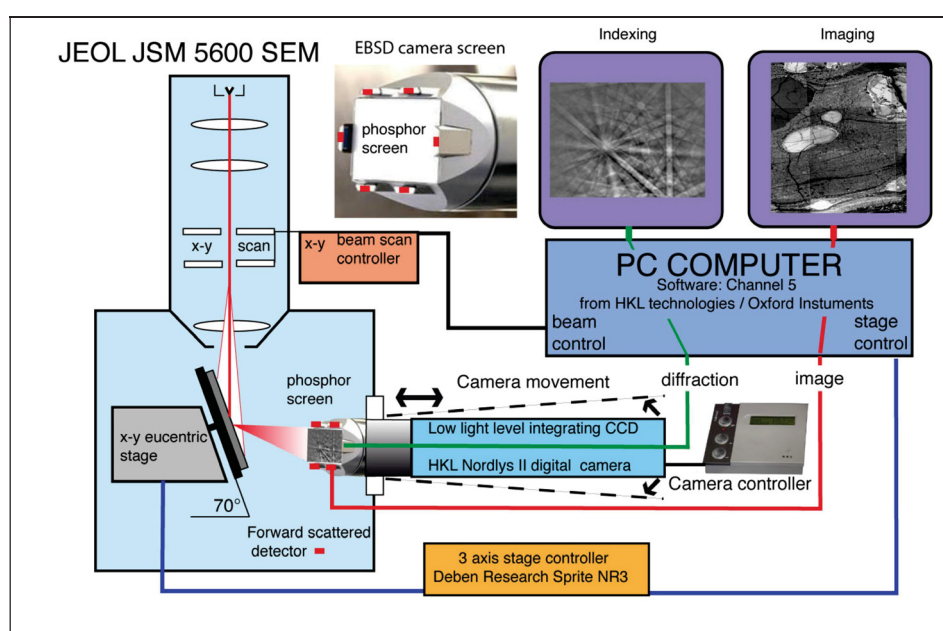


Figura 3-6 – Sequência do processo de aquisição de dados da técnica de EBSD (Adaptado de Mainprice 2005).

A difração de elétrons retro-espalhados se faz em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) acoplado, onde é feita a leitura dos padrões difratados (Figura 3-6). Quando um feixe de elétrons incide verticalmente em uma amostra inclinada a 70°, este interage com o material analisado, onde uma fração dos elétrons não perde energia, apenas muda de direção, e perfaz uma trajetória como se fossem emitidos por uma fonte virtual, situada no interior da amostra, sendo então difratados ao longo dos planos cristalinos. Se o mineral possuir uma orientação cristalográfica preferencial, então haverá agrupamento nas medidas dos eixos cristalográficos.



### Medidas de Orientação Preferencial Cristalográfica

A difração ocorre porque como os elétrons viajam em todas as direções possíveis a partir da fonte, consequentemente eles se espalham coerentemente nos planos cristalinos, de tal forma que todos os planos contribuem com linhas de Kikuchi para o padrão de EBSD. A difração de elétrons retro-espalhados deve obedecer necessariamente a condição para difração dada por:

$$2 d_{hkl} \sin\theta = n\lambda$$

onde “ $d_{hkl}$ ” é a distância interplanar, “ $\theta$ ” é o ângulo de incidência da onda no conjunto de planos  $hkl$ , “ $n$ ” é um número inteiro e, “ $\lambda$ ” é o comprimento de onda dos elétrons. Esta condição de difração é regida pela Lei de Bragg.

As orientações cristalográficas são determinadas por comparação entre a imagem de difração produzida no MEV e a esfera de difração modelizada que cobre todas as orientações possíveis de um cristal (Schmidt & Olesen 1989).

Esta difração produzirá os cones de Kossel, que ao atingir a tela de fósforo produzirá as bandas de Kikuchi. Cada banda de Kikuchi ou par de cones possui um padrão paralelo que é exibido como bandas brilhantes com largura distal de aproximadamente  $2\theta$ . Os padrões de Kikuchi são essencialmente a projeção numa tela plana das relações angulares de um cristal (Morales 2007), ou seja, os ângulos entre os planos reticulares e a intersecção entre as bandas caracteriza uma direção cristalográfica (Figura 3-7).

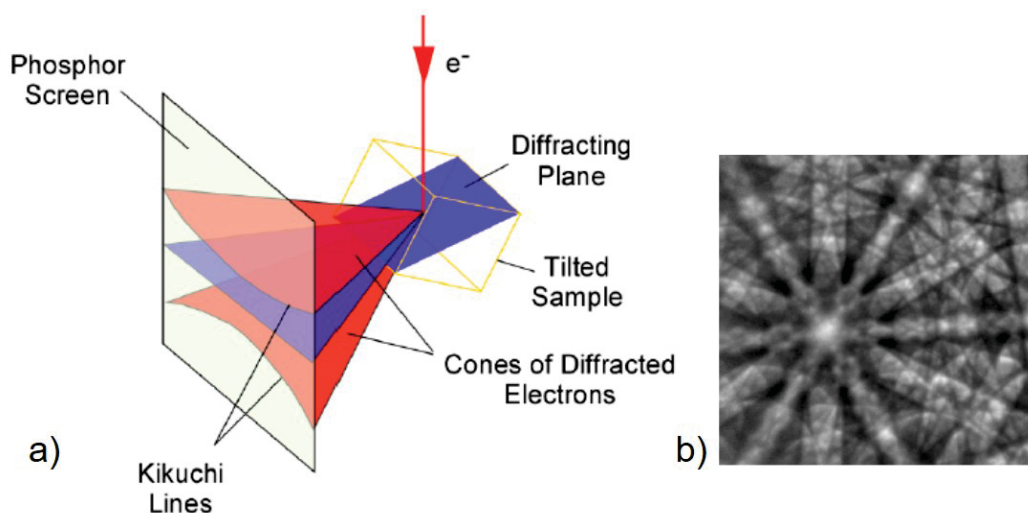


Figura 3-7 a) Representação esquemática dos cones de difração para um plano do retículo cristalino da amostra, b) Bandas de Kikuchi no padrão EBSD (Adaptado de Prior *et al.* 1999).

A indexação dos padrões ou das bandas de Kikuchi (conjunto de linhas que forma o padrão) é feita com o auxílio de *softwares* específicos de tratamento de imagens de difração, que utilizam a transformada de Hough (1962), com o objetivo de obter dados cristalográficos da amostra analisada (Schmidt & Olesen 1989; Prior *et al.* 1999; Randle & Enger 2000). A intersecção de múltiplas bandas gera um ponto brilhante no EBSD, que corresponde a uma zona axial, com elementos de simetria que podem ser definidos por meio do EBSD, com base na posição relativa de bandas e pontos. A largura das bandas de Kikuchi se relaciona inversamente com a distância interplanar, ou bandas estreitas estão relacionadas com distâncias interplanares grandes (Índice de Miller baixos), ao passo que bandas largas são associadas com distâncias interplanares menores (Morales *et al.* 2007). Além disso, é necessário informar ao

programa os minerais e seus eixos principais, caso não constem na biblioteca do programa (Morales *et al.* 2007).

### ***Orientação Preferencial Cristalográfica (OPC)***

A orientação preferencial cristalográfica (OPC) resulta de mecanismos de deformação intracristalina. Cristais exibem defeitos intracristalinos na forma de deslocamentos que podem mover-se somente sobre planos específicos do retículo. Estes deslocamentos se caracterizam por diferentes sistemas de deslizamentos que variam em função das condições de deformação (Lister & Paterson 1979; Lister & Hobbs 1980). Logo, a OPC também indica as condições de deformação de uma rocha.

Nos cristais de quartzo a combinação de planos de deslizamentos e a direção é caracterizada por sistemas de deslizamentos onde por exemplo o sistema de deslizamento basal  $a$  está relacionado a temperaturas abaixo de 700°C. Em temperaturas mais altas os deslizamentos ocorrem nas direções cristalográficas  $a$  e  $c$  (Tullis 1977; Schmid & Casey 1986; Hirth & Tullis 1992). A partir da combinação de estudos experimentais em quartzitos deformados obteve-se certos intervalos de ativação destes sistemas de deslizamentos, onde o sistema basal  $a$  é ativado a baixas temperaturas, enquanto que o prisma  $a$  e o romboédrico  $a$  são os ativados com o aumento da temperatura. O sistema prismático  $c$  pode ser ativado em temperaturas próximas de 700°C (Tullis 2002).

A OPC depende de uma série de fatores que contribuem em maior ou menor escala para o seu desenvolvimento. Esses fatores estão intimamente relacionados com temperatura, taxas de deformação, dinâmica do fluxo magmático (Gonçalves & Lagoeiro 2009; Kruckenberg *et al.* 2010), e quantidade de rotação durante a deformação (Passchier & Trouw 2005).

A formação da orientação cristalográfica preferencial em rochas pode envolver rotação mecânica de minerais, crescimento orientado durante precipitação, recrystalizações, além de processos da movimentação de defeitos intracristalinos pela acomodação de deformação na rocha (Prior *et al.* 1999). Cabe ressaltar que a deformação dúctil de um agregado de grãos geralmente resulta numa forte orientação cristalográfica preferencial (Vernon, 2004; Okudaira *et al.* 1995; Paterson *et al.* 1989; Boudier *et al.* 1996) ou seja o fluxo magmático também é responsável por uma forma de orientação cristalográfica.

O desenvolvimento de OPC pode ter origem na rotação mecânica de elementos tabulares e/ou alongados presentes na rocha, bem como na transferência de soluções, e no crescimento mimético e/ou orientado de minerais pela atuação de um campo de tensão (Tullis & Wood 1975; Hobbs *et al.* 1976; Morales 2006). Em minerais com baixa simetria cristalina, a formação das orientações preferenciais cristalográficas pode ocorrer por processos de arraste de discordâncias, deslizamentos intracristalinos, e pela recrystalização dinâmica (Tullis *et al.* 1973; Hirth & Tullis 1992; Gleason *et al.* 1993).

### ***Amostragem, preparação das amostras e representação***

A partir de amostras cilíndricas orientadas e coletadas durante os trabalhos de campo foram confeccionadas três lâminas delgadas para as análises de EBSD. As amostras foram cortadas preferencialmente ao longo da direção de lineação (X) e perpendicularmente ao plano de foliação (Y).

As microanálises foram conduzidas nos Institutos LACTEC (Figura 3-8), com auxílio de um microscópio eletrônico de varredura do tipo FEG (canhão de emissão de campo), modelo Mira3 LM, marca TESCAN. As escolhas das áreas para análises de MEV foram feitas a partir de imagens por elétrons secundários. Os parâmetros do equipamento seguiram a tensão de corrente do feixe de elétrons de 20 kV, abertura do feixe de 18,0 nm, distância de trabalho de 15 mm e modo de varredura por profundidade. Os parâmetros de tensão e distância de trabalho com amostras de rocha são quase sempre muito parecidos com os referidos acima, pois se constatou que diferentes valores podem gerar imagens com menor contraste, de tal modo que os elétrons possam penetrar na amostra, aumentando o ruído pelas interações inelásticas indesejadas (Prior *et al.* 1999; Bascou 2002).

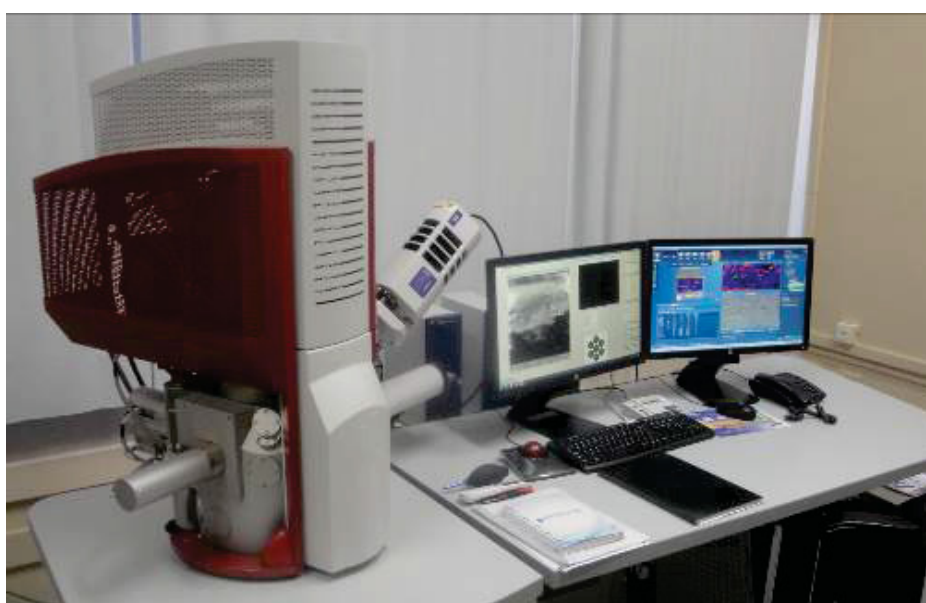


Figura 3-8 Estação com MEV/FEG modelo Mira3 LM (TESCAN) no laboratório do Instituto LACTEC.

O polimento das lâminas é fundamental para o sucesso da indexação dos padrões. O polimento ultrafino evita qualquer irregularidade na superfície da amostra. O corte e confecção da lâmina delgada foram feitos no Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR. O polimento foi iniciado com uma politriz LabForce (STRUERS) no Centro de Microscopia eletrônica da UFPR e envolveu a utilização de panos de polimento de diferentes granulometrias. Iniciou-se com pano na granulometria 6 $\mu$ m, decrescendo para 3 $\mu$ m e finalizando com o pano de polimento de 1 $\mu$ m sempre com as respectivas pastas diamantadas. A força adotada para a fixação das lâminas na politriz foi de 10 Newton com velocidade de 50 RPM, em intervalos de polimento de 20 minutos cada. Para o acabamento final utilizou-se uma politriz do tipo Minimet 1000 (BUEHLER), onde cada lâmina foi polida por aproximadamente uma hora e meia, com o uso de sílica coloidal.

#### 4 CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

O Sistema Orogênico Mantiqueira (Figura 4-1) se estende do sul da Bahia ao Uruguai, totalizando uma área de cerca de 2500 km<sup>2</sup> e forma um domínio de colisão composto pelos orógenos Araçuaí (segmento setentrional), Ribeira (Central), e uma Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, terrenos Apiaí, São Roque e

Embu, e pelo segmento meridional, constituído pelos orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (Hasui *et al.* 1975; Brito Neves *et al.* 1999; Campos Neto 2000; Heilbron *et al.* 2004).

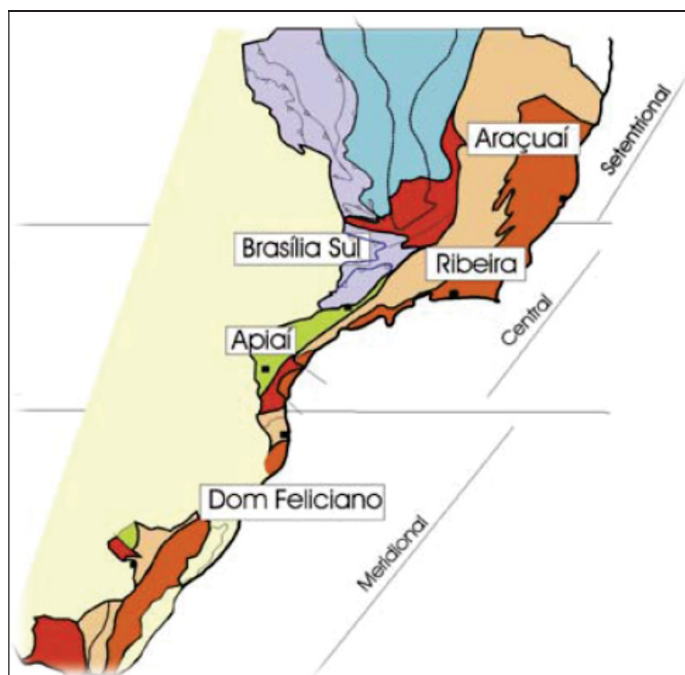


Figura 4-1 Província Mantiqueira subdividida em três orógenos, e Faixa Apiaí no segmento Central. Fonte: Heilbron *et al.* (2004).

A Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981) é uma sistema orogênico neoproterozoico-cambriano diacrônico, em que períodos de tempo similares marcam diferentes etapas de evolução em porções diversas do Orógeno (Heilbron *et al.* 2004).

O Cinturão Ribeira resultou da colisão dos crátons São Francisco-Congo, Paranapanema e Rio de La Plata (Campos Neto 2000; Trouw *et al.* 2000; Heilbron *et al.* 2000) durante o Neoproterozoico, finalizando na amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental (Heilbron, 2008; Campanha & Sadowski 1999; Siga Jr. 1995; Siga Jr. 2010). A colisão dos terrenos neste Domínio foi iniciada com subducção e geração de arcos magmáticos com metamorfismo e deformação associados (Campanha & Sadowski 1999; Heilbron *et al.* 2004; Basei *et al.* 2008). A complexidade estrutural é resultante da presença de sistemas de cisalhamento entrelaçados com transcorrência de característica dúctil, rúptil-dúctil e rúptil que segmentaram grandes blocos crustais, (Fiori 1990, 1992; Campanha 1991; Campanha *et al.* 1986; Campanha & Sadowski 1999; Siga Jr. *et al.* 2008a) tornando difícil a correlação estratigráfica.

Na porção sul do Cinturão Ribeira, no segmento Central da Província Mantiqueira, está localizado o Domínio Apiaí (Hasui *et al.* 1975). Estruturalmente, este domínio pode ser dividido em dois terrenos tectônicos: os Domínios Apiaí e Curitiba, justapostos pela Zona de Cisalhamento Lancinha, que apresentam fortes contrastes estruturais. Ao Sul no Domínio Curitiba predominam os produtos da tectônica de cavalgamento e falhas transcorrentes sinistrais. No Terreno Apiaí predominam foliações de alto ângulo e lineações sub-horizontais associadas a zonas transcorrentes destrais (Faleiros 2008; Faleiros *et al.* 2011).

A área de estudo está localizada no Domínio Apiaí (Figura 4-2) e abrange sequências metavulcanossedimentares de baixo a médio grau metamórfico do



Supergrupo Açungui (Campanha & Sadowski 1999), rochas metabásicas subordinadas (Piekarz 1984), intrusões graníticas de naturezas diversas (Cury *et al.* 2002; Basei *et al.* 2003; Weber *et al.* 2004; Faleiros 2008; Cury *et al.* 2008; Siga Jr. *et al.* 2009; Siga Jr. *et al.* 2011a; Siga Jr. *et al.* 2011b; Siga Junior. *et al.* 2011c) e porções do embasamento representadas por granitoides deformados ductilmente com feições miloníticas (Kaulfuss 2001).

A Falha da Lancinha ou Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL) situa-se na porção leste do Estado do Paraná e é a continuidade da Zona de Cisalhamento Cubatão - Além Paraíba. Apresenta dobramento associado, reativação transtensional sinistral e deformações dúcteis a rúptil-dúcteis (Fiori 1985a, b; Soares 1987; Salamuni *et al.* 1993; Salamuni 1995; Fassbinder *et al.* 1994). Para Pierin *et al.* (2009) a reativação de cinemática sinistral foi de regime mais rúptil e precedeu a cinemática destal.

Componentes secundárias associadas à ZCL, como falhas sintéticas e antitéticas também foram identificadas, sendo estas representadas pelas Falhas do Cal, do Mato e do Cerne (Fiori 1992). A ZCL é considerada por alguns autores como uma zona de sutura importante que corta as estruturas pré-existentes e justapõe terrenos tectono-metamórficos distintos de idades meso a neoproterozoicas, além de originar milonitos de fácies xisto verde sobre tramas pretéritas com características petrográficas de alta temperatura. Estas características da Zona de Cisalhamento Lancinha denotam a deformação tardia no sul do Cinturão Ribeira (Dehler *et al.* 2007).

A interpretação da cinemática das zonas de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo no estado do Paraná parece ainda estar distante de um consenso entre a comunidade científica. Para Faleiros (2010) o sistema transcorrente conjugado formado por falhas destrais como a Zona de Cisalhamento Ribeira e falhas sinistrais a exemplo da Zona de Cisalhamento Morro Agudo estão associadas a um período precoce de desenvolvimento do Domínio Apiaí, com base nas trajetórias metamórficas no Grupo Votuverava.

As zonas de cisalhamento Ribeira e do Cerne são consideradas sintéticas (Fassbinder *et al.* 1994) à Zona de Cisalhamento Lancinha, conseqüentemente se houve uma reativação transcorrente na falha Ribeira com uma componente de deformação extensional (Faleiros & Campanha 2004; Salazar *et al.* 2008) onde o Domínio Apiaí foi afetado por uma deformação transtensiva, com idades em torno de 580 Ma (Salazar 2010), é viável a correlação entre a reativação das zonas de cisalhamento Lancinha e Falha Ribeira, já que as estruturas pertencem a um mesmo sistema.

Campanha (2002), estudando a Zona de Cisalhamento Ribeira no estado de São Paulo, identificou que além do sistema transcorrente ENE principal de natureza destal, ocorre outro com orientação NNE sinistral que seria representado pela Zona de Cisalhamento Morro Agudo.

No caso da Zona de Cisalhamento Serra do Azeite, descrita por Dehler *et al.* (2000; 2007), a deformação dúctil sinistral foi datada por Machado *et al.* (2007) com idades entre 594 a 574 Ma (Ar-Ar). Para estes autores estas zonas transcorrentes sinistrais com *trend* NE-SW, estão relacionadas ao regime transtensional acompanhado de afinamento crustal, e acompanhadas de intrusões alcalinas de idades entre 600 e 570 Ma (Machado *et al.* 2007). Adicionalmente Salazar (2013) com base em idades de  $595 \pm 4$  Ma (U-Pb) concluiu que o granito Barra do Chapéu no Complexo Três Córregos no Cinturão Ribeira, foi afetado por uma deformação transtensional

durante o alojamento deste plúton numa fase que pode ter iniciado na metade do Ediacarano e provavelmente continuou até ca. 595 Ma.

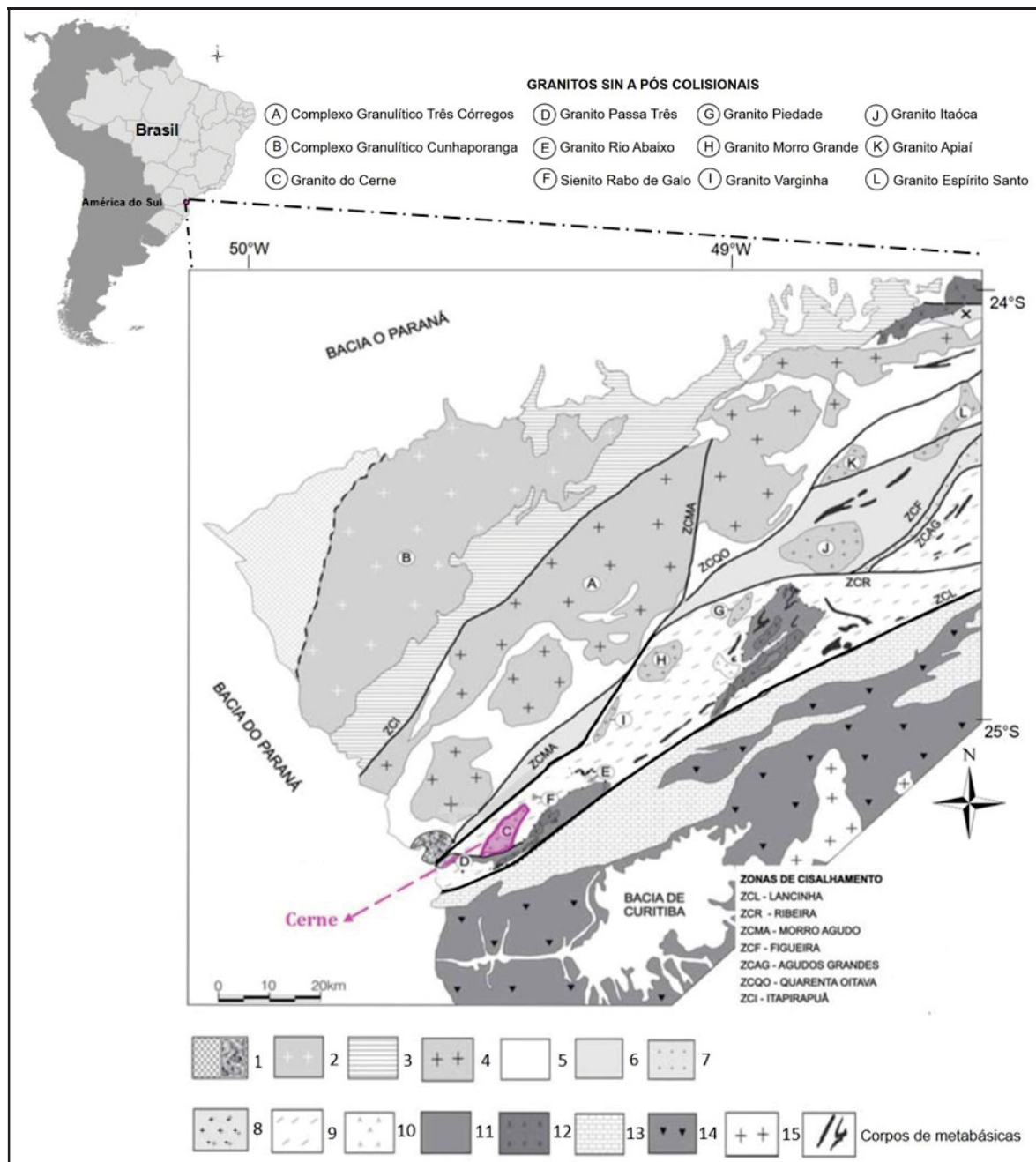


Figura 4-2- Esquema das principais unidades geológicas e tectônicas do sudeste brasileiro: 1. Bacias de Ante-Pais [grupos Castro (NW) e Camarinha (SW)]. 2. Batólito Cunhaporanga (600-590 Ma). 3. Grupo Itaiacoca (Neoproterozoico). 4. Batólito Três Córregos (630-600 Ma). 5. Formação Água Clara (c. 1450 Ma). 6. Sequências Lajeado e Antinha (Neoproterozoico?). 7. Formação Iporanga (Neoproterozoico). 8. Granitoides sin- a pós-colisionais (590-570 Ma). 9. Formação Votuverava (c. 1450 Ma). 10. Sienito Tunas (85 Ma). 11. Sequências Perau e Betara (1450 Ma). 12. Granitos alcalinos deformados (1750 Ma) e granitos cálcico-alcalinos deformados (2100 Ma). 13. Formação Capiru. 14. Complexo Gnaissico-Migmatítico Atuba. 15. Província Graciosa. Adaptado de Siga Junior et al. (2002).

#### 4.1 Embasamento arqueano e paleoproterozoico

No Domínio Apiaí gnaisses do embasamento afloram em núcleos isolados de estruturas antiformes, denominados de Formação Setuva (Bigarella & Salamuni



1956,1958) e Pré-Setuva (Ebert 1971). Posteriormente a unidade passou a ser reconhecida como núcleos Tigre, Betara e Setuva, este último estaria inserido no Complexo Atuba a sul da Zona de Cisalhamento da Lancinha. Estas rochas possuem idades de 1790 a 1750 Ma e assinaturas geoquímicas comparáveis àquelas dos granitos anorogênicos do tipo A (Kaulfuss 2001; Cury *et al.* 2002; Prazeres Filho 2005; Ribeiro 2006).

O Complexo Atuba (Siga Jr. *et al.* 1995) do Domínio Curitiba compreende terrenos gnáissicos-migmatíticos limitados pela Faixa de dobramentos Apiaí a norte e a sul com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves. Os protólitos dos gnaisses do complexo se formaram no Arqueano e foram submetidos à migmatização no Paleoproterozoico (2,1 – 2,2 Ga) e Neoproterozoico (~ 600 Ma) (Siga Jr. 1995; Siga Jr. *et al.* 1993, 1995). O segundo e último evento de migmatização foi confirmado por Sato *et al.* 2003, que obtiveram idades U-Pb *SHRIMP*, em zonas de sobrecrecimento em cristais de zircão entre 633 e 645 Ma.

Os núcleos Betara e Tigre também foram datados por Cury *et al.* (2002). As idades (U-Pb em zircão) de  $1748 \pm 5$  Ma e  $1772 \pm 10$  Ma foram relacionadas à ruptura do Supercontinente Atlântico. Os autores descreveram sienogranitos milonitizados com assinatura química de granitos do tipo-A extensionais. As datações (Cury *et al.* 2002) indicam que os dois núcleos podem ser cogenéticos.

## 4.2 Rochas metavulcanossedimentares mesoproterozoicas

As rochas do Supergrupo Açungui (Campanha & Sadowski 1999) anteriormente denominadas de Série Açungui, foram descritas inicialmente por Maack (1947), Bigarella (1947, 1948, 1953), Bigarella *et al.* (1955) e Bigarella & Salamuni (1956, 1958a, 1958b). Dos principais litotipos encontrados destacam-se quartzitos, xistos, filitos, rochas calciossilicáticas, mármore e metamargas, e rochas metabásicas.

As rochas encaixantes do Granito do Cerne pertencem à Formação Betara e compreendem metapelitos, rochas metabásicas subordinadas, mármore bandados a homogêneos e metapsamitos (Siga Jr. *et al.* 2011b). Estes litotipos ocorrem intercalados às rochas da Formação Votuverava, na qual predominam quartzitos, filitos rítmicos, metassiltitos, metaconglomerados, mármore dolomíticos, rochas calciossilicáticas e metabásicas (Campanha *et al.* 1987, Soares 1987, Fiori 1990, 1992). Fiori (1990) subdividiu a Formação Votuverava nas sequências Bromado, Coloninha e Saivá.

Trabalhos sobre a geologia estrutural foram realizados por vários autores como Fiori *et al.* (1985), Reis Neto & Soares (1987), Fiori *et al.* (1987a, 1987b, 1987c), Salamuni *et al.* (1993), Fassbinder (1996), Daitx (1996), Kaulfuss (2001), Cury *et al.* (2002). A evolução estrutural das rochas supracrustais é atribuída à tectônica de cavalgamento, dobramento e cisalhamento transcorrente transpressivo.

Embora não haja um consenso entre os autores sobre as diferentes fases de deformação, ainda prevalece a proposta de Fiori (1992), que correlaciona a primeira fase de deformação ao Sistema de Cavalgamento Açungui, responsável pelo arranjo em duplex e pelas foliações Sc, Ss, S2, dobras e falhas de cavalgamento. O segundo estágio de deformação foi denominado de Sistema de Dobramento Apiaí (Fiori 1992, 1994), gerando dobras abertas com planos verticais e eixos sub-horizontais. Nesta fase associam-se as grandes antiformes do Setuva, Cerne, Betara e Brejal, e sinformes Rio Abaixo, Almirante Tamandaré e Vuturuvu. Estas estruturas são responsáveis pela foliação S1 e pelas falhas de cavalgamento.

O terceiro sistema de deformação é representado pelo Sistema de Transcorrência Lancinha de atitude preferencial N45E-N70E e cinemática destal (Fiori 1985; Fassbinder 1996; Campanha & Sadowski 1999). Fassbinder (1996) propôs um modelo transpressivo relacionado à colisão oblíqua das placas, envolvendo ambas componentes de cisalhamento puro (cavalgamento) e simples (transcorrência). A cinemática sinistral de parte do Sistema da Zona de Cisalhamento Lancinha foi recentemente caracterizada por Conte *et al.* (2017).

Idades de sedimentação das unidades do Grupo Açungui, de 1450 – 1500 Ma, foram obtidas por meio de datações U-Pb em zircão de rochas metabásicas (Basei *et al.* 2003; Weber *et al.* 2004; Campanha *et al.* 2008b; Siga Junior *et al.* 2011a, b).

O Supergrupo Açungui foi metamorfozado no Neoproterozoico, em condições de fácies xisto verde inferior (zona da clorita) a anfibolito médio (zona da cianita) seguindo um padrão tipicamente barroviano e estima-se que metamorfismo no Domínio Apiaí, tenha se dado ao redor de 620 Ma, interpretado a partir das idades das intrusões graníticas e suas relações de campo (Faleiros 2008).

### 4.3 Granitos neoproterozoicos

Durante a evolução do Domínio Apiaí no Neoproterozoico ocorreram duas importantes fases de magmatismo granítico. A primeira seria relacionada ao arco magmático constituído pelos granitos sintectônicos cálcio-alcalinos de alto potássio Cunhaporanga e Três Córregos. A suas idades aproximadas variam de 630 a 600 Ma (Gimenez Filho *et al.* 2000; Guimarães 2000; Prazeres Filho 2000; Prazeres Filho *et al.* 2001; Janasi *et al.* 2001; Prazeres Filho *et al.* 2003). Granitos sin-colisionais consistem em granodioritos e quartzo monzonitos porfiríticos fracamente foliados e localmente milonitizados (Campanha & Sadowski 1999). Prazeres Filho *et al.* (2003) obtiveram idades U-Pb em zircão de 630 a 590 Ma para estas rochas.

A segunda fase seria marcada pelos stocks graníticos pós-colisionais do tipo-A, colocados entre 600 a 560 Ma (Picanço 2000, Prazeres Filho 2000 Cury 2003, Basei *et al.* 2003). Entre estes stocks estão os granitos Carambeí, Joaquim Murtinho, Piedade, Varginha, Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Morro Grande (Leite 1993; Prazeres Filho 2000, Cury *et al.* 2008, Prazeres Filho *et al.* 2003b). Alguns autores relacionam a colocação destes granitos a zonas de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo (Fiori 1985b; Cury 2003; Prazeres Filho 2000, Dressel 2013). Estes *stocks* têm em sua maioria direção do eixo maior subparalela ou oblíqua às estruturas do Domínio Apiaí (NE-SW).

Diferentemente dos autores mencionados acima, Fassbinder (1996) propõe um modelo de colocação diferente dos autores acima citados, onde as rochas graníticas também seriam formadas num regime transpressivo, porém durante a fase transtrativa.

Fiori (1985b) associa a colocação de diversas intrusões graníticas a dobras de arrasto (antiformes) associadas às zonas de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo. Os granitos Piedade, Morro Grande e Varginha mostram padrões estruturais, geoquímicos e geocronológicos correspondentes a fases tardias às deformações da Faixa Apiaí, estando relacionado ao estágio final das zonas de cisalhamento (Cury 2003).

O Granito Morro Grande é definido por Chiodi Filho *et al.* (1987) como um complexo multifásico com tipos plutônicos, e sub-vulcânicos relacionados a lineamentos tectônicos. Prazeres Filho (2000) sugere um ambiente de arco magmático e intraplaca. Os mesmos autores consideram o Granito Varginha de ambiente tectônico

colisional e a presença de granada e os padrões distintos de terras raras indicariam fontes crustais e mantélicas. Prazeres Filho *et al.* (2003a) obtiveram a idade de  $564 \pm 3$  Ma pelo método U-Pb em zircão.

O Granito Piedade engloba álcali-feldspato granitos e álcali-feldspato sienitos com ocorrência esparsa de microgranitos tardios ao magmatismo principal (Chiodi Filho *et al.* (1987). Segundo Fuck *et al.* (1967) este stock ocupa o núcleo de uma anticlinal em filitos do Grupo Açuncui, e grande parte dos contatos são controlados por falhas. Para Cury *et al.* (2008) os dados geoquímicos sugerem fonte mantélica e contaminação da crosta inferior. Segundo Chiodi Filho *et al.* (1987) o Granito Piedade é um maciço polifásico e tem grande parte de seus contatos controlados por estruturas verticais a exemplo da Falha Morro Agudo.

O Granito Varginha é constituído de monzogranitos, quartzo-monzonitos e sienogranitos geralmente maciços. De acordo com Chiodi Filho *et al.* (1987) a presença de granada e os padrões distintos de terras raras indicariam fontes crustais e mantélicas, e ambiente tectônico colisional que representaria uma fase de relaxamento do evento de transcorrência do Lineamento Lancinha.

Para Dressel (2012), os granitos Morro Grande e Cerne têm assinatura metaluminosa e peraluminosa. O Granito Varginha é fracamente peraluminoso e o Granito Piedade mostra caráter peraluminoso, metaluminoso e por vezes tendência peralcalina.

O Granito Passa Três (Piekarz 1981) tem 5 km<sup>2</sup> e está constituído por sienogranitos róseos equigranulares médios a grossos. Ocorrem ainda veios de aplitos, pegmatoides, microgranitos e veios de quartzo ricos em sulfetos, que estariam relacionados às fases tardias da formação do granito. Os veios de quartzo são mineralizados em ouro (Piekarz 1981, 1992; Picanço 2000).

#### 4.4 Granito do Cerne

O Granito do Cerne, proposto primeiramente por Muratori (1966), aflora a noroeste da localidade de Bateias e é constituído por sienogranitos e álcali-feldspato granitos leucocráticos (Cury *et al.* 2008) isotrópicos. Localmente estas rochas apresentam fraca orientação de fluxo magmático. Também foi observada a ocorrência de granitos foliados com características de deformação dúctil-rúptil e superfícies de alto ângulo de mergulho que coincidem com zonas de contato, a norte da intrusão (Dressel 2012). Na porção sul do corpo granítico foram descritas texturas miloníticas associadas à Falha do Cerne (Cury *et al.* 2008), a qual é considerada uma falha sintética à ZCL (Fiori 1985).

No contexto do Domínio Apiaí, a intrusão do Granito do Cerne representaria um magmatismo pós-orogênico em relação ao ambiente de arco magmático caracterizado pelos granitos Três Córregos e Cunhaporanga (Prazeres Filho *et al.* 2003).

As zonas de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo são as estruturas transcorrentes de maior expressão regional e delimitam a área de ocorrência do Granito do Cerne além dos granitos Passa Três, Rio Abaixo, Piedade, Morro Grande e Varginha. Fiori (1990) e Fassbinder (1990, 1996) evidenciam cinemática destal para falhas. A disposição geométrica da intrusão indica uma relação genética com a Falha da Lancinha que ao longo de pequenas zonas trantensionais obliquas ao lineamento principal, tenha causado a ascensão de corpos graníticos (Fassbinder 1990).

A forma alongada do Granito do Cerne seria, segundo Fiori (1985), decorrente de sua colocação associada à dobra antiforme com eixo de direção N30E, classificada como uma dobra de arrasto relacionada ao cisalhamento transcorrente. Segundo o autor ao longo da evolução das falhas o corpo granítico ainda aquecido era deformado no estado dúctil num processo de cisalhamento simples, e que ao esfriar-se a deformação continuaria em estado rígido (Figura 4-3).

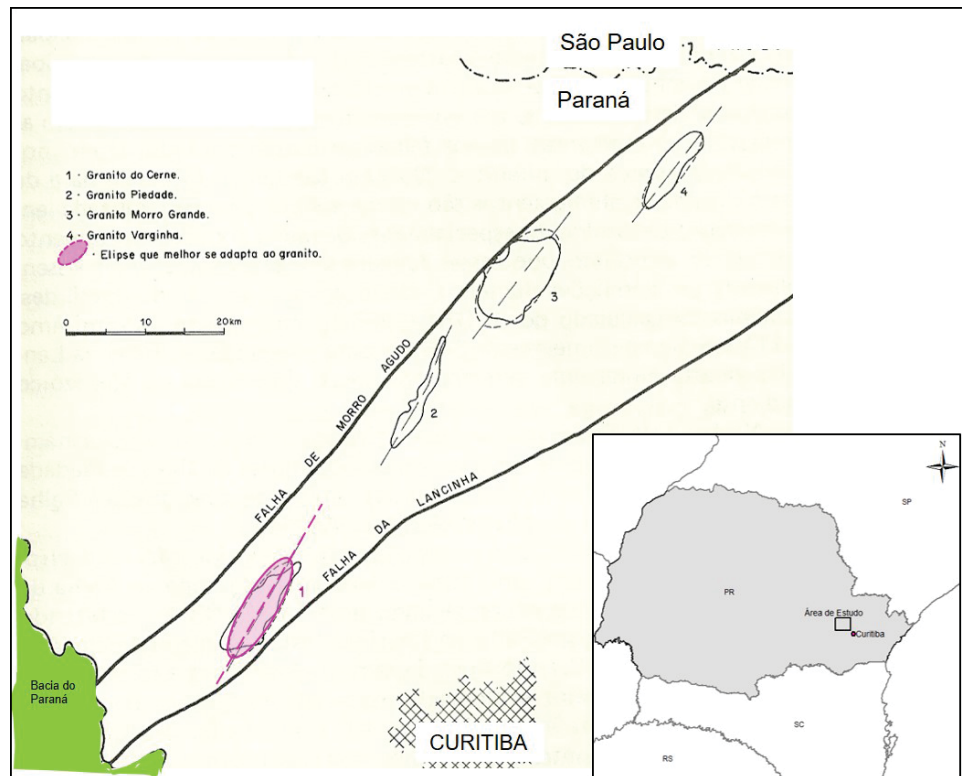


Figura 4-3 Esboço das Falhas de Morro Agudo e Lancinha, com os principais granitos associados. Modificado de Fiori (1985).

Estudando o Granito do Cerne, Prazeres Filho (2000) sugere que a geração deste magmatismo expressa uma participação crustal, observados nos valores negativos de  $\epsilon Nd(t)$  e idade TDM de 2,0 Ga que sugerem fontes com longo tempo de residência crustal. Datações U-Pb em zircão foram obtidas para o Granito do Cerne e resultaram em idades de **569 ± 31 Ma**, porém com a interferência de herança nos zircões.

Cury (2003) conclui que a intrusão do Granito do Cerne apresenta características de colocação num ambiente tectônico tardio relacionado a sistemas de transcorrência e em relação às deformações do Domínio Apiaí, com idades obtidas através de U-Pb em zircões de **563 ± 34 Ma** e idades Sm-Nd  $T_{DM}$  de 2,0 a 2,2 Ma sugerindo um longo tempo de residência crustal.

Idade Ar-Ar de **1120 ± 70 Ma** em mucovita da Formação Betara adjacentes ao Granito Cerne sugerem que sua colocação não teria provocado temperaturas superiores a 300 °C nas suas rochas encaixantes, fato que poderia ser atribuído à rápida instalação da intrusão (Cury *et al.* 2008).

A última fase dúctil da Zona de Cisalhamento Lancinha teria ocorrido há **534 ± 16 Ma**, idade esta sugerida pela datação K-Ar em mica, embora a deformação rúptil-dúctil tenha continuado até aproximadamente 555 Ma (Faleiros *et al.* 2011). Picanço (2000),

ao investigar mineralizações no Granito Passa Três, obteve idades aproximadas de **528 ±10 Ma** a partir de K–Ar em grãos de sericita na Zona de Cisalhamento do Cerne.

Dados gravimétricos mostram que o Granito do Cerne possui duas raízes que dão origem a dois domínios com forma de gota invertida (Dressel 2012). Esta autora propõe que estruturas do tipo *tension gashes* ou fratura do tipo T de Riedel teriam controlado a ascensão do magma através de fraturas profundas num contexto de cisalhamento transcorrente sinistral.

#### 4.5 Bacias Castro e Camarinha

As Bacias de Castro e Camarinha cobrem blocos cratônicos, cinturões de dobramento como o Ribeira e granitos orogênicos, revelando que toda porção sul da Província Mantiqueira poderia pertencer à mesma placa desde cerca de 600 Ma (Almeida *et al.* 2010). Ambas as bacias são cambro-ordovicianas e seu preenchimento vulcanossedimentar, segundo Soares *et al.* (1974), pertence à sequência Alfa.

A Bacia de Castro, situada a noroeste de Curitiba, é limitada por falhas de alto ângulo e direção NNE e foi classificada como sendo tipo transtensional (Bonacim *et al.* 1994). O Grupo Castro que a preenche consiste de três associações litológicas (Moro *et al.* 1994). A Associação Tronco basal é formada por derrames andesíticos, seguidos de conglomerados e arenitos conglomeráticos. A Associação Piraí do Sul compreende arenitos arcoseanos e lamitos lacustres e de planícies aluviais. No topo da bacia a Associação Tirania engloba brechas piroclásticas, lamitos lacustres, tufos, ignimbritos, riolitos e conglomerados areníticos (Bizzi *et al.* 2003).

A Formação Camarinha (Muratori *et al.* 1965, Fuck *et al.* 1965) está em contato por falha com unidades metamórficas das formações Água Clara, Votuverava e Capiru. A Formação Camarinha compreende arenitos grossos a finos, siltitos e argilitos/folhelhos e está cortada por diques de diabásio do Mesozoico (Góis 1990). É classificada como uma bacia *strike-slip* relacionada à Zona de Cisalhamento Lancinha (Moro 2000). Feições de truncamento de camadas, brechas, clastos alongados, clivagem de fratura, dobras escalonadas e estruturas rúpteis diversas são atribuídas à Zona de Cisalhamento Lancinha.

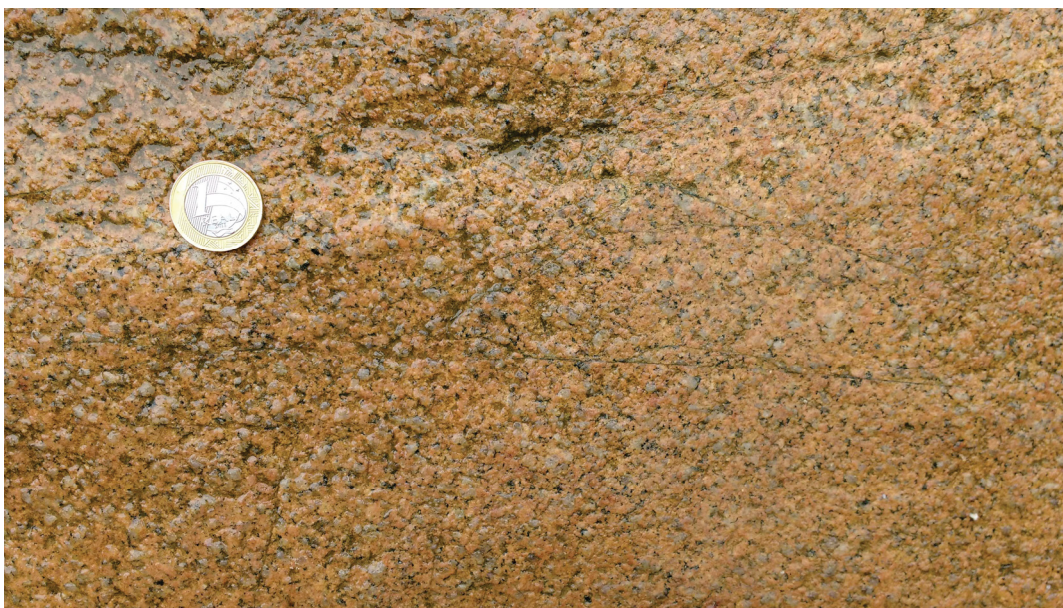
### 5 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

#### 5.1 O Granito do Cerne

O Granito do Cerne possui forma elíptica com eixo maior orientado na direção N30E. O eixo maior do granito tem cerca de dezesseis quilômetros e o eixo menor tem aproximadamente cinco quilômetros. Este plúton é composto por sienogranitos e álcali-feldspato granitos leucocráticos predominantemente isotrópicos (Cury *et al.* 2008). Localmente se observa foliação magmática incipiente definida pela discreta orientação preferencial de cristais de biotita.

No centro e no sudoeste da intrusão são observados álcali feldspato sienitos e quartzo álcali feldspato sienitos rosados e equigranulares finos a médios (Figura 5-1), compostos por quartzo (20%), microclínio (70%), plagioclásio (5%) e biotita (5%). Os cristais são subédricos a euédricos e o índice de coloração hololeucocrática. Geralmente a estrutura do granito é isotrópica.





**Figura 5-1 Aspectos macroscópicos do Granito do Cerne. Notar estrutura maciça da rocha.**

Nas bordas leste e oeste, predominam biotita álcali feldspato granitos rosados, faneríticos e equigranulares finos. Também é possível observar cristais de biotita orientados definindo estrutura de fluxo magmático incipiente.

Ao norte e noroeste do granito foi observada foliação magmática incipiente com atitudes N35E subvertical e N50E/90NW. Também nesta porção do corpo afloram rochas isotrópicas com fraturas proeminentes N20W/70SW e N45W/75NE e álcali-feldspato sienitos de textura fanerítica equigranular fina a média, compostos por cristais de feldspato potássico subédricos e biotita. A incipiente orientação preferencial dos cristais de feldspato potássico e biotita define uma foliação fraca.

Nas partes sul e oeste do plúton os granitos foram afetados por zona de cisalhamento milonítica de largura decimétrica e com alto ângulo de mergulho (Figura 5-3). Embora tenham sido observadas nas rochas encaixantes, zonas de cisalhamento dúctil estão em geral localizadas próximo ao contato com o granito. Texturas miloníticas foram descritas por Fiori (1985), Cury (2003), Cury *et al.* (2008) e Dressel (2012), e estão associadas à Falha do Cerne, que interrompe o plúton ao sul, como se observa na Figura 5-3. Para Fiori (1992) a Falha do Cerne é uma estrutura sintética secundária dextral e associada ao Sistema de Transcorrência Lancinha.

Uma zona de cisalhamento transcorrente associada ao Sistema de Cisalhamento Lancinha afeta as rochas da área de estudo de modo heterogêneo e em condições de natureza dúctil.

Das observações em campo do Granito do Cerne, pode-se afirmar que seus contatos são predominantemente tectônicos, mostrando poucas evidências de metamorfismo de contato. Geralmente, a relação de contato com as rochas encaixantes é por zonas de cisalhamento de caráter rúptil-dúctil e localmente rúptil. Fraturas de direção NE-SW e NW afetaram o granito. Apófises e veios micrograníticos são observados nas bordas norte e sul, e geralmente acompanham a foliação das rochas encaixantes.

Apesar dos esforços para coletar o maior número de amostras, o granito não possui muitos afloramentos, tornando difícil a caracterização faciológica do corpo como um todo.

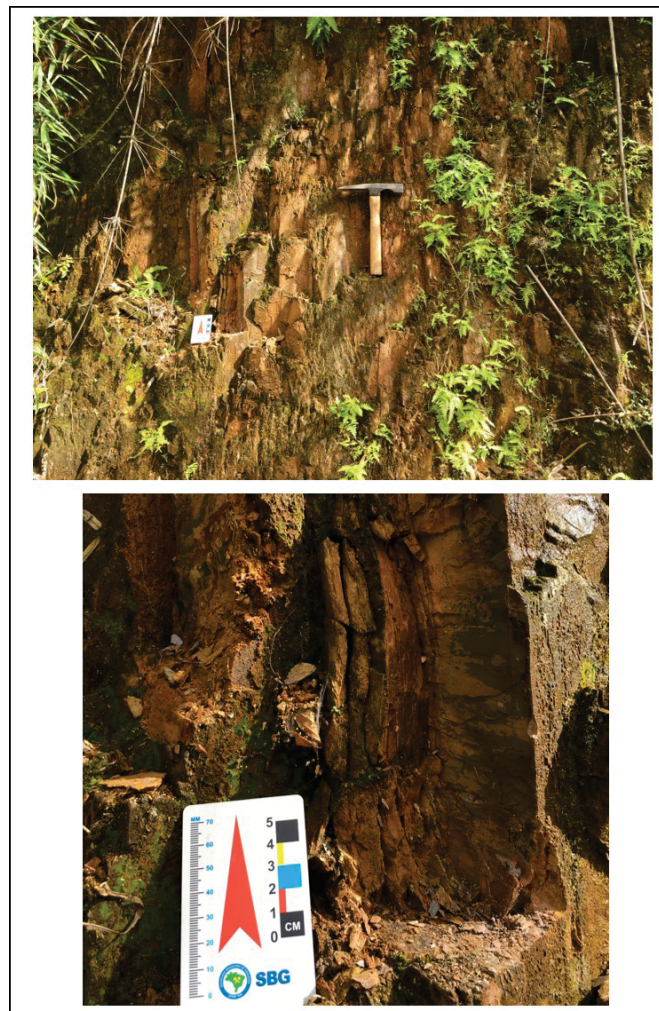


## 5.2 Rochas encaixantes

As rochas encaixantes do Granito do Cerne são filitos, quartzitos e mármore. Os filitos têm cor marrom pálido, muitas vezes castanho rosado e se distinguem em clorita-sericita-quartzo filitos, biotita-clorita-sericita filitos e clorita-muscovita-sericita-quartzo filitos. A orientação de foliação principal da rocha é definida por clorita e sericita com direção geral de N40E e mergulhos em torno de 35°, concordantes com a foliação geral das unidades metavulcanossedimentares da Formação Votuverava.

A oeste e noroeste do granito ocorrem filitos com forte foliação milonítica N25E/88NW e N35E/subvertical (Figura 5-2) e lineação de estiramento marcada por cristais de sericita com atitude 10/025 e indicativa de movimento transcorrente. Nesta zona milonítica, com largura de aproximadamente 50 metros, o filito tem granulação muito fina resultante da recrystalização dinâmica.

Sericita-quartzo filitos mostram raramente cristais de mica branca com granulação um pouco maior que a dos filitos adjacentes, sugerindo sobrecrecimento dos cristais provavelmente relacionados a um contato termal.



**Figura 5-2** Filitos com foliação milonítica em zona de cisalhamento transcorrente situada a oeste do Granito do Cerne.

No extremo noroeste do granito foram observados dois tipos de foliação nas rochas encaixantes, sendo que uma destas foliações parece marcar um contato tectônico vertical e com direções N65E e N40E/subvertical. No extremo nordeste os quartzitos mostram foliação de médio ângulo de mergulho (N25E/40SE, N15E/40SE) e

fraturas com direção N20W/70SW. A leste do granito afloram quartzitos de coloração bege a marrom claro rosado com foliação marcante N20E/50SE, N10E/30SE, N25E/45SE e fraturas N80W/75NE e N75E/82SW.

Na borda leste do granito, ocorrem xistos com intercalação de quartzitos além de veios de quartzo centimétricos concordantes com a foliação N42E/70SE. Veios de quartzo com espessura centimétrica estão têm atitude N35E/55SE e encontram-se deformados. A foliação de alto ângulo de mergulho provavelmente marca um contato tectônico.

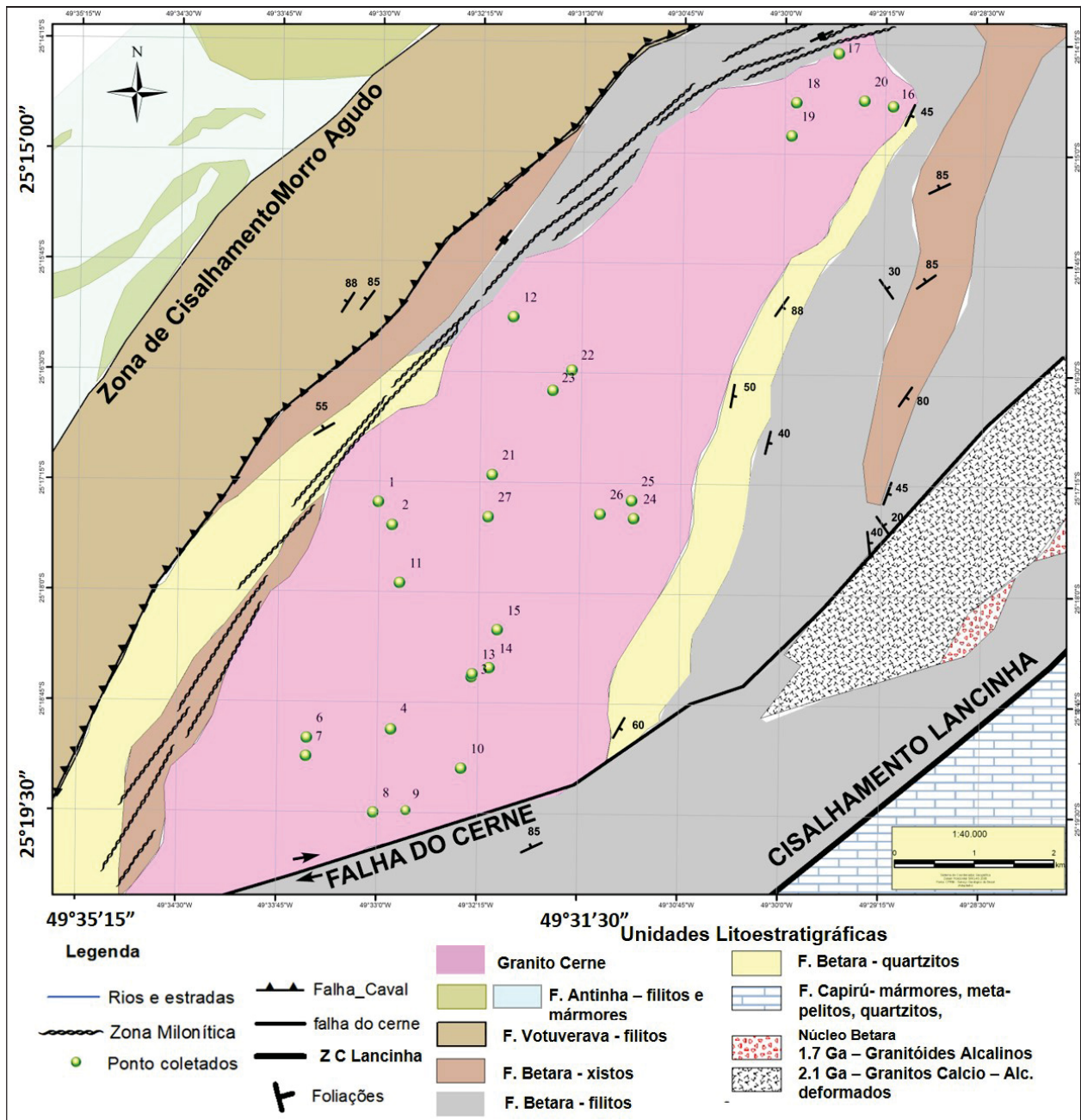


Figura 5-3 Mapa Geológico da área de estudo com a localização dos sítios de ASM amostrados.

## 6 ARTIGO

### Anisotropy of Magnetic Susceptibility, EBSD analyses and Gravimetry of the Cerne Granite, Ribeira Belt, southeast Brazil.

Evelyn Kleuser <sup>c</sup>, Carlos Eduardo de Mesquita Barros <sup>a</sup>, Carlos José Archanjo <sup>b</sup>, Leonardo Evangelista Lagoeiro <sup>a</sup>, Barbara Dressel <sup>c</sup>, Luís Gustavo de Castro <sup>c</sup>,

a Geology Department, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil. E-mail: [cadubarro@ufpr.br](mailto:cadubarro@ufpr.br); [leonardo.lagoeiro@gmail.com](mailto:leonardo.lagoeiro@gmail.com)

b Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, USP- IGC, São Paulo, Brasil. E-mail: [archan@usp.br](mailto:archan@usp.br)

c Students of the Geology Post-Graduation Program, Universidade Federal do Paraná. [evelyn.kleuser@gmail.com](mailto:evelyn.kleuser@gmail.com); [barbara.dressel@gmail.com](mailto:barbara.dressel@gmail.com); [lgcastro7@gmail.com](mailto:lgcastro7@gmail.com)

#### Abstract

The Cerne Granite is an elongated pluton in the NE-SW direction, parallel with the Ribeira Belt trend. The massif is Neoproterozoic (ca. 570 Ma), crosscut supracrustal rocks and considered late to post orogenic in the evolution of the Ribeira belt (Apirá domain). The Cerne Granite is bounded by metasedimentary rocks from Betara and Votuverava Formations. Gravimetric data suggest that Cerne Granite is composed of two inverted teardrop-shaped bodies. The Lancinha and Morro Agudo shear zones are the major regional structures that frame the studied area. The southern border of the pluton is deformed by the dextral Cerne Shear Zone, which is considered a synthetic component from to the Lancinha shear zone. The intrusion consists mainly of fine- to medium-grained alkali-feldspar granites and quartz alkali-feldspar syenites. Despite the tectonic setting, its elongated shape and the overall isotropic structure the Cerne Granite emplacement has been attributed to *en-échelon* folds striking N30E, which would be associated with the evolution of the major dextral strike-slip structures. In this paper we sought to understand the magmatic fabric of the Cerne Granite and its emplacement mechanisms by the combination of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and electron back-scattered diffraction (EBSD) techniques. The microstructures verified are predominantly magmatic and outlined by very weak preferred orientation of biotite. Quartz grains do not show preferred orientation but undulose extinction and bulging-related recrystallization features are concentrated on mylonites that are located close to the borders of massif. The results show a well-defined ASM fabric mostly controlled by coarse-grained magnetite, with a mean susceptibility of 7.15 mSI. The magnetic foliation ( $K_3$ ) showing a concentric arrangement shallowly dipping, and magnetic lineation ( $K_1$ ) also plunging sub horizontally. AMS ellipsoids varies from neutral to oblate ( $T \geq 0$ ) in 75% of the sites. Differently from previous interpretation, recent EBSD unpublished data have defined sinistral kinematic to the Lancinha strike-slip shear zone. These results advantage an alternative hypothesis for the Cerne emplacement along deep-seated tension gashes orientation associated with sinistral strike-slip system. Internal variations in magnetic foliation directions could be explained by interference of two batches that compose the massif. A dextral reactivation of the Lancinha shear zone could possibly denote a solid-state deformation under ductile-brittle conditions that are corroborate by EBSD data.

**Keywords:** AMS. Anisotropy of magnetic susceptibility. EBSD. Electron back-scattered diffraction. Cerne Granite. Ribeira belt. Brazil



## 6.1 Introduction

Fabrics in granitic magmas may reflect a variety of processes, including body forces due to magma chamber dynamics and surface forces related to the imposed regional tectonics (Archanjo *et al.* 2002). In the Apiaí Domain, south of the Ribeira Belt, the Cerne Granite intrusion has been related to post orogenic magmatism in relation to the magmatic-arc environment expressed by Tres Córregos and Cunhaporanga granites (Prazeres Filho *et al.* 2003), and late-orogenic magmatism regarding the deformations (Cury *et al.* 2008). In this scenario, the oblique collision and transpression (Fiori 1990; Fassbinder 1996; Campanha & Sadowski 1999) resulted in regional thrusts, folds and strike-slip structures.

Between Lancinha and Morro Agudo shear zones there are elongated granites (Cerne, Rio Abaixo, Piedade, Morro Grande and Varginha) whose emplacement is correlated to *en-échelon* folds developed during dextral transcurrent (Fiori 1990; Fassbinder (1990, 1996). Fiori (1985) interpreted these granites as syntectonic, which underwent ductile deformation along shear zones. The pluton's geometry suggests a genetic relation between the emplacement and the shear zones. Predominantly dextral kinematics is observed in the study area, however several authors that studied the Apiaí Domain (Campanha 2002; Dehler *et al.* 2007; Machado *et al.* 2007; Faleiros *et al.* 2008) have recorded sinistral kinematics in nearby localities, like Faxinal and Putunã Shear Zones, and in more recent EBSD studies in the Lancinha Shear Zone (Conte *et al.* 2017).

The Cerne Granite was selected for the development of this study for showing elongated shape and overall isotropic structures. The granite fabric was studied combining traditional geological structures measurements with the characterization of microscopic and macroscopy features. Using anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and electron back-scattered diffraction (EBSD) one expects to contribute for the understanding of the relation between the major tectonic structures and the emplacement mechanisms of the massif.

One of the principal methods used to study the emplacement of granite plutons is the low-field anisotropy of magnetic susceptibility AMS (Bouchez 1997). AMS provides the shape and orientation of the magnetic ellipsoid that ideally matches the pluton magmatic fabric. Gravimetric data (Dressel 2012) were integrated to magnetic fabric data in order to model the architecture and comprehend the granite emplacement history. EBSD data were used to characterize the crystallographic preferred orientation patterns of the main minerals in order to better understand the microstructures and the possible relation with deformation mechanisms.

## 6.2 Geological settings

The Ribeira Belt (Almeida *et al.* 1973), located in southeastern South America, is a NE-trending segment of the Mantiqueira Orogen System (Brito Neves *et al.* 1999), which derived from the collision between the São Francisco, Congo and Paranapanema cratons during the Neoproterozoic (Brito Neves *et al.* 1999; Brito Neves 2002; Cordani *et al.* 2003; Silva *et al.* 2008; Heilbron *et al.* 2008; Cordani *et al.* 2009). The southernmost portion of the Ribeira Belt is known as the Apiaí Domain (Campos Neto 2000; Heilbron *et al.* 2008) and comprises low to medium grade supracrustal rocks belonging to the Açungui Supergroup (Campanha & Sadowski 1999).

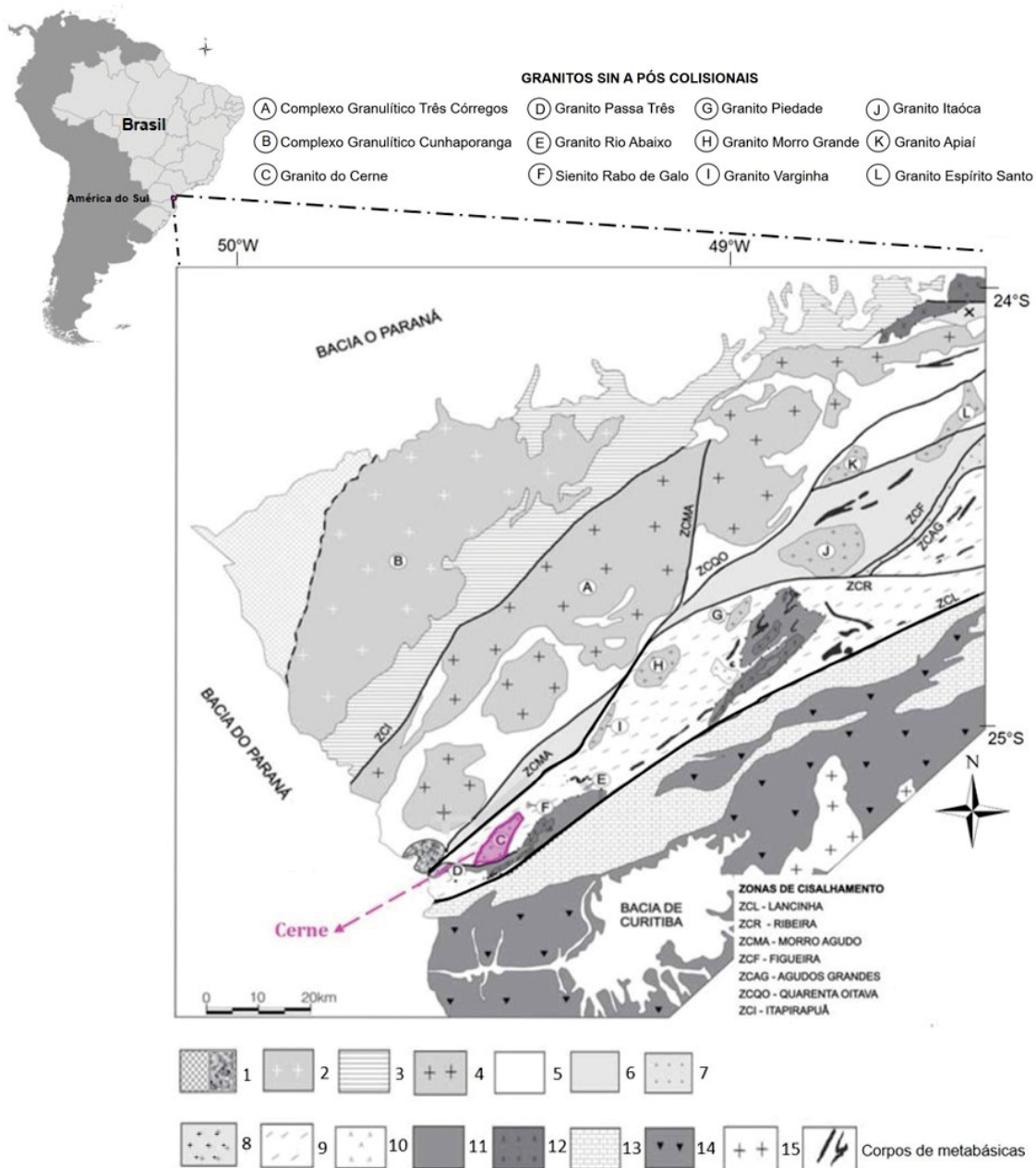
The southern portion of the Apiaí Domain is characterized by major tectonic compartments that were juxtaposed by extensive thrust and strike-slip tectonics (Fiori

1990, 1992; Campanha 1991, Campanha & Sadoski 1999, Siga Jr. *et al.* 2008, Siga Jr. *et al.* 2011). The Apiaí Domain and the Curitiba Microplate are juxtaposed by the Lancinha shear zone (LSZ) (Basei *et al.* 2008). In the Curitiba Domain and in the north of the Apiaí Domain thrust and sinistral strike-slip tectonics predominate. Some controversial ideas relating the transcurrent kinematic evolution have been brought to light in the evolution of the Apiaí Domain (Dehler *et al.* 2000, 2007; Machado *et al.* 2007; Faleiros 2008; Conte *et al.* 2017).

Until recently the Lancinha Shear Zone has been considered as a dextral structure belonging to an anastomosed set transcurrent system. *En-échelon* folds striking N30E were interpreted as being associated with major strike-slip structures (Fiori 1985a, 1985b; Soares 1987, Salamuni *et al.* 1993, Salamuni 1995, Fassbinder *et al.* 1994). The Lancinha Fault would reflect at shallower levels the effects of the deeper Cubatão Lineament, which reactivated under brittle–ductile conditions (Fiori 1985a; Fassbinder *et al.* 1994). The Lancinha shear zone crosscuts previous structures from Curitiba Terrane and Apiaí Domain rocks. The strike-slip shearing that occurred under greenschist facies overprinted previous high-temperature fabrics, corroborating that these shear zone represents reactivation effects in the southern Ribeira Belt (Dehler *et al.* 2007).

Morro Agudo and Lancinha Shear Zones are the major regional structures that frame the studied area giving rise to an aisle compound of metavolcanosedimentary units where the Cerne Granite intrudes (Figure 6-1). The southern border of the pluton is interrupted by the dextral Cerne Fault, which is considered a synthetic component from to the LSZ (Fiori 1990, 1992; Fassbinder 1996). Many different studies in the area have raised evidences of brittle-ductile deformation such as low-temperature mylonites and faults affecting granites and supracrustal rocks (Cury 2003; Cury *et al.* 2008). Kinematic indicators such as rotated feldspar porphyroclasts and s-c shear bands point to dextral movement (Cury 2003).





**Figure 6-1** Principal geological and tectonic units of Southeast Brazil: 1. Foreland Basins [groups Castro (NW) and Camarinha (SW)]. 2. Cunhaporanga Batholite (600-590 Ma). 3. Itaiacoca Group (Neoproterozoic). 4. Três Córregos Batholite (630-600 Ma). 5. Água Clara Formation (c. 1450 Ma). 6. Lajeado e Antinha Sequências (Neoproterozoic?). 7. Iporanga Formation (Neoproterozoic). 8. Sin to post-colisional granites (590-570 Ma). 9. Votuverava Formation (c. 1450 Ma). 10. Syenite Tunas (85 Ma). 11. Perau and Betara Sequências (1450 Ma). 12. Alkaline Granites deformed (1750 Ma) and Calc-Alkaline deformed (2100 Ma). 13. Capiu Formation. 14. Gnáissico-Migmatítico Atuba. Complex 15. Província Graciosa. (Adapted from Siga Junior et al. 2002).

The Cerne Granite emplacement is considered synchronous to the LSZ evolution (Fiori 1985a, 1985b, 1990, 1992, 1993) therefore the pluton ellipsoidal shape has been attributed to *en-échelon* folds with long axis forming 20° angle with the Lancinha transcurrent shear zone.

Low to medium grade metavolcanosedimentary rocks from Betara and Votuverava Formations are the Cerne Granite country rocks. The Betara Formation is tectonically intercalated with Votuverava Formation rocks (Bigarella & Salamuni 1958). Quartzites, phyllites, schists, calc-silicate rocks, marbles, metamarls and basic to intermediate meta-igneous are the main host lithotypes around the granite massif. The basement to these sequences exposed in the Betara and Tigre Nuclei are composed

mainly of Paleoproterozoic deformed granitoids (Kaulfuss 2001; Cury *et al.* 2002; Prazeres Filho 2005).

The structures that affect the Votuverava and Betara Formations are: a) a well-developed low-angle foliation ( $S_n$ ) parallel to the compositional banding. b) A heterogeneously low- to medium-angle foliation ( $S_{n+1}$ ) which tends to concentrate along thrust faults sometimes causing folding and crenulation. c) A third foliation with high angle ( $S_{n+2}$ ), represented by the preferred orientation and mineral stretching, which tend to be associated with subvertical shear zones and sinform and antiform folds (Cury 2003).

Metabasic rocks are concordant to metasedimentary sequences of the Votuverava, Betara, Perau and Água Clara Formations. Zircons from these sills provided U-Pb (TIMs) Mesoproterozoic (1.4 - 1.6 Ga) ages, which are referred to the crystallization of the mafic magmas (Siga Jr. *et al.* 2011). These metabasites show signatures comparable to the modern MORB (Daitx 1996; Basei *et al.* 2008; Siga Jr. *et al.* 2011a) suggesting extensional tectonics.

During the Neoproterozoic evolution of the Apiaí Domain in the State of Paraná and São Paulo, the arc magmatism is represented by the syntectonic high-K calc-alkaline Cunhaporanha and Três Córregos batholiths. U-Pb zircon ages range from 630 to 600 Ma (Gimenez Filho *et al.* 2000; Guimarães 2000; Prazeres Filho 2000; Prazeres Filho *et al.* 2001; Janasi *et al.* 2001; Prazeres Filho *et al.* 2003).

The metamorphism is closely associated with the syntectonic granitic magmatism, with the peak thermal conditions reaching the greenschist facies up to medium amphibolite, with a typical Barrovian pattern and is estimated that the metamorphism in the Apiaí Domain took place around 620 Ma. This relation was obtained from the ages of the batholiths and its surrounding country rocks (Faleiros 2008).

Late-orogenic A-type granites emplaced between 590 and 560 Ma are represented by Morro Grande, Piedade, Varginha and Cerne granites. According to Prazeres Filho (2000), the Cerne Granite display alkaline signature (shoshonitic character) and U-Pb zircon age of **569 ± 31 Ma**. Sm-Nd (TDM) ages around 2.0 Ga suggest long crustal residence and crustal contribution in the origin of the magmas. Cury *et al.* (2003) concluded that the Cerne Granite exhibits emplacement characteristics of late-tectonic environment related to strike-slip shear zones. U-Pb zircon dating (lower intercept) around **563 ± 34 Ma** considered as the crystallization age. These ages are relatively coherent with Ar-Ar (biotite) age about **557 ± 2 Ma** also obtained from the Cerne Granite (Cury *et al.* 2008).

The latest ductile activation of the Lancinha shear zone is constrained at  $534 \pm 16$  Ma dated from K-Ar micas, although brittle-ductile deformation may have continued until about 555 Ma (Faleiros *et al.* 2011). Studies on mineralization hosted in the Passa Três Granite yielded ages around **528 ± 10 Ma** from K-Ar on sericite for the Cerne Fault (Picanço 2000).

Individual small basins such the Cambro-Ordovician Castro and Camarinha basins overlie cratonic blocks and the fold Ribeira belt, and synorogenic granites, unrevealing that the southern Mantiqueira Province belonged to the same plate since approximately 600 Ma (Almeida *et al.* 2010). Both basins are infilled by vulcanosedimentar sequences (Soares *et al.* 1974). Some authors consider that these basins formed in orogenic setting (Fragoso-Cesar 1991; Rostirolla *et al.* 1999; Basei *et al.* 2000). Alternative models propose that these basins developed in post collisional

strike-slip (Soares 1987, 1988; Machado & Sayeg 1992; Sommer *et al.* 2006). Other authors admitted extensional origin to the Castro and Camarinha basins (Fragoso-Cesar *et al.* 2001; Almeida 2001, 2010).

### ***The Cerne Granite and country rocks***

The Cerne Granite outcrops northwest of Bateias village as a 45 km<sup>2</sup> pluton (Muratori 1966; Fuck *et al.* 1967). The intrusion shows an ellipsoidal form, elongated parallel to the NE-SW Ribeira Belt trend, where its major axis is about 16 kilometers long and the smallest is around 5 km kilometers long. The massif is constituted mainly by leucocratic and isotropic quartz alkali feldspar syenites and alkali feldspar granites (Cury *et al.* 2008). Other petrographic terms like monzogranites and quartz syenites are subordinated.

On the east and west borders predominate biotite alkali feldspar granites, fine-grained texture. Very locally, a weak magmatic foliation is marked by incipient preferred orientation of biotite crystals. To the north and northwest of the intrusion the weak magmatic foliation is N35E/subvertical and N50E/subvertical. Fine- to medium-grained isotropic alkali feldspar syenites outcrop in this area and show prominent N20W/70SW and N45W/75NE fractures. In the southern portion of the Cerne Granite, near the contacts with the country rocks protomylonitic to mylonitic structures developed during dextral displacement of the Cerne Fault (Fiori 1985; Cury 2003; Cury *et al.* 2008).

The country rocks are represented by low metamorphic grade quartzites, phyllites, schists, calc-silicate rocks, marbles and metamarls. Contacts between granite and country rocks are often made by high-angle shear zones (75-90°) and unusually show evidences of thermal metamorphism, such as overgrown white mica.

Towards the northernmost part of the granite, two different foliations are observed in the country rocks, one at a high angle with the granite N65E/90, N40E/90 directions whilst opposite to this border, quartzites present N25E/40SE, N15E/40SE directions.

In the northeast border, pale brown quartzites show a well-marked foliation (N20E/50SE, N10E/30SE, N25E/45SE) and fractures (N80W/75NE, N75E/82SW). Its contacts with the surrounding schists and phyllites present centimetric quartz veins parallel to the main foliation.

The Lancinha and Morro Agudo shear zones affect heterogeneously the country rocks to the north region of the Cerne Granite and a brittle behavior characteristic south of the intrusion. Magmatic structures such as the discreet orientation of biotite crystals are observed. Meantime a subvertical mylonites zones striking NE are described along the west border of the granite. The strike-slip tectonics also locally affected the host rocks.

The Cerne Granite has mainly tectonic contacts so that little evidence of thermal contact is observed. Frequently the contact relation between the country rocks and the intrusion is affected by shear zones with prevalent ductile-brittle deformation.

The predominant fracture system NE-SW in the granite is coincident with the host rock main foliation, regional axial planes of the antiformes. A second important system of fractures strikes N-S. Apophyses and granitic veins can be observed along the south and northern borders of the intrusion and in general they crosscut the host rocks along the foliation.

### ***Microstructures of the Cerne Granite***

The mineral assemblage is composed of quartz, microcline, plagioclase An (7-10), green biotite, amphibole and opaque grains (magnetite, ilmenite and pyrite). Accessory phases represented by sphene, apatite, fluorite, zircon and allanite were identified by Cury (2003).

Quartz grains are subhedral to anhedral and show lobate and irregular grain boundaries. The appearance of undulose extinction, new grain boundaries, and bulging recrystallization are indicative of solid-state deformation. New grains of quartz can be locally observed along irregular grain boundaries (Figure 6-2).

Plagioclase crystals are commonly subhedral but show deformation twins and localized kink bands outlined by change in orientation of the albite twins across a twin plane attesting for solid-state deformation. The coarse-grained K-feldspar are dominantly subhedral well crystallized with typical growing twins.

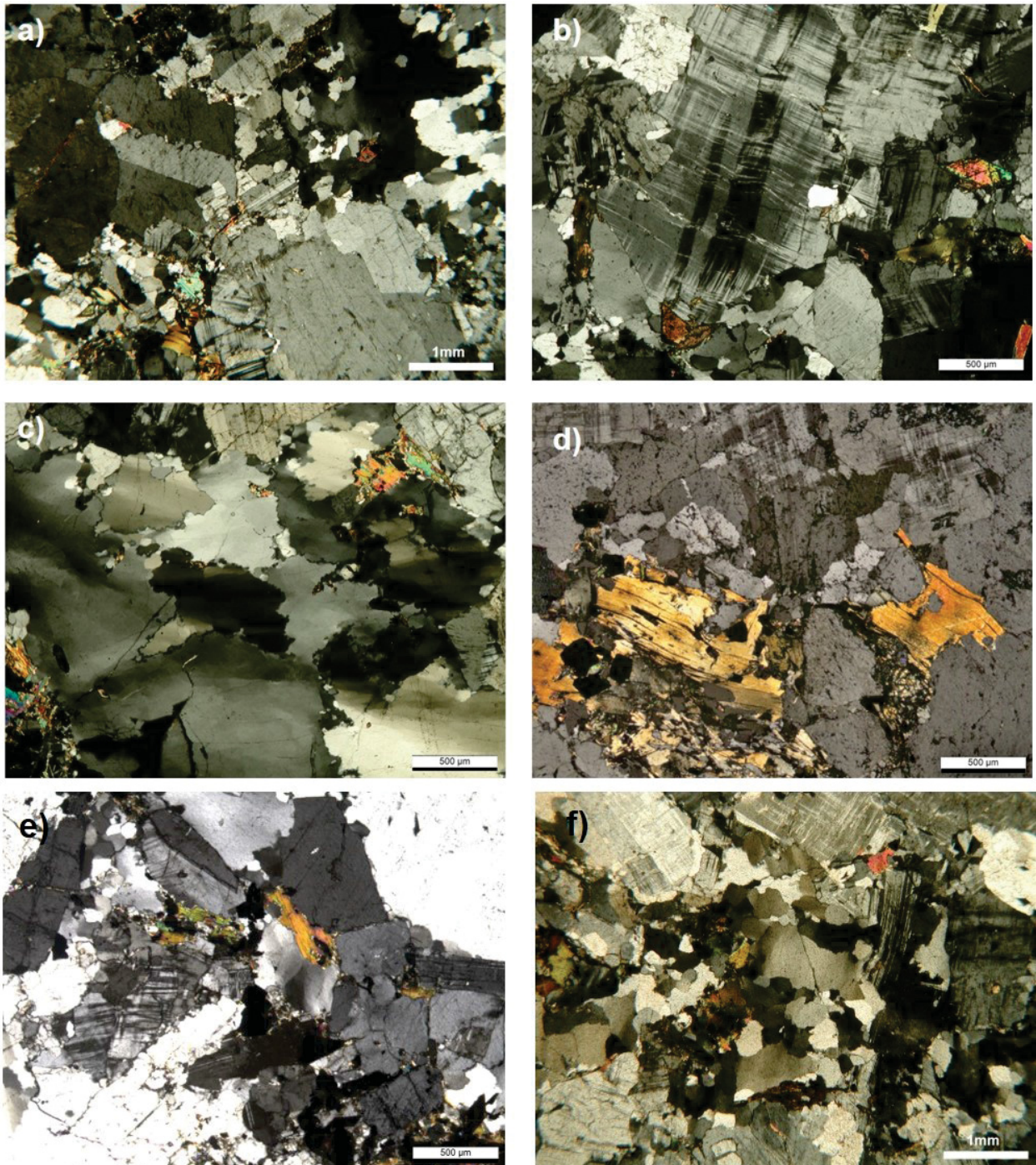
Biotite crystals are subhedral and pale brown to green. The feeble orientation of biotite associated with non-oriented quartz grains suggest a magmatic fabric (Paterson *et al.* 1989). Some biotite crystals exhibit weak kinks. Amphibole is in general associated with biotite, sphene and opaques. Chlorite and epidote may sometimes occur as alteration of amphibole. Secondary minerals composed of Fe and Ti oxides as ilmenite are associated with biotite.

The main magmatic fabric of the rock suggests that the Cerne Granite formed under melt conditions of the magma, with no evidence of synmagmatic deformation found. Deformational microstructures are verified, if examined in detail. Mechanical twinning in feldspars, kink bands in biotite grains, and undulose extinction in most quartz grains developed during solid-state deformation.

Cury (2002) observed in the north border of the granite body mylonitic foliation described as intensely stretched quartz grains and rotated microcline porphyroclasts. This feature has been attributed to shear zone at the northern border, where essentially vertical foliations were observed in the country rocks. The shear sense in thin section is clearly dextral.

From our observations, since the solid-state deformation does not affect the orientation of minerals (preferred orientation) in the main body of the intrusion, as observed in thin sections, the bulk fabric of the rock can be considered dominantly magmatic. Microstructural evidence of low strain deformation, as listed above, can attest for a "submagmatic" fabric just above the solidus according to the criteria proposed by Bouchez *et al.* (1992). It is important to highlight that the overall microstructural pattern coincide to what has been seen in the macroscale. The dominant magmatic imprint with localized deformation are restricted to the western borders of the pluton.





**Figure 6-2** Microstructures of the Cerne Granite: a) overall magmatic texture of the granite; b) growth twins with kink in K-feldspar; c) subgrains, undulose extinction, new grains and bulging in quartz; d) kinked biotite grains; e) and f); magmatic fabric.

### 6.3 Anisotropy of Magnetic Susceptibility AMS

#### 6.3.1 Sampling and Methods

The location of the 26 sites sampled for the rock magnetic studies are shown in (Figure 6-3). At each site of the Cerne Granite, between three and five cores of approximately 8 cm in length and 2.5 cm in diameter were extracted using a portable gasoline powered rock drill. The cores were oriented *in situ* with a magnetic compass. In the laboratory, each core was cut into standard specimens that were 2.2 cm in length. The magnetic properties were studied in the *Laboratório de Paleomagnetismo* of the



São Paulo University (USP). Low-field AMS was determined in a MFK1-FA Kappabridge (AGICO) device and the mean-site parameters (the magnitude and *directions*) of the anisotropy tensor ( $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ ) which can be described by an ellipsoid. AMS can be described as a symmetric second rank tensor, where the ellipsoid is represented with three mutually perpendicular principal axes,  $K_1$ ,  $K_2$ , and  $K_3$ . The intensity of AMS was indicated by the degree of anisotropy  $P = K_1/K_3$  and the symmetry of the ellipsoid by the shape parameter  $T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)$ , where  $0 < T < 1$  corresponds to oblate and  $-1 < T < 0$  to prolate ellipsoids. The data were statistically evaluated by ANISOFT v. 4.2, software provided by the constructor (AGICO Ltd). The AMS measurement procedures are described in Tarling & Hrouda (1993) and Bouchez (1997).

The magnetic mineralogy was determined through isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition and the temperature dependence of the magnetic susceptibility ( $k - T$ ) using a KLY-4 Kappabridge linked to a CS-3 furnace apparatus. The coercivity spectrum analysis (Dunlop 1972) was determined by placing a sample in a steady-magnetic field that progressively increased until saturation was reached. Applied fields from 0.001 T to 2.2 T were induced in specimens with different susceptibility values, and the respective remanent magnetization was measured in a Molspin magnetometer.

$k-T$  relation was investigated from -200 to 700°C. the samples were crushed to a fine sand size, and the  $k-T$  was measured at each 3 °C interval. Concurrently  $k-T$  was investigated in specimens covering the main range of the bulk magnetic susceptibility. At low temperatures, the susceptibility was recorded by warming the sample from approximately -200 °C to room temperature. From room temperature up to 700 °C (heating cycle) and back (cooling cycle), these measurements are made in an argon environment to minimize the atmospheric oxygen in the heating/cooling cycle.

Finally, crystallographic preferred orientations CPO of the main mineral phases were investigated using electron back scattered diffraction (EBSD) technique coupled with energy dispersive spectroscopy (EDS). The EBSD data were collected using a TESCAN MIRA 3 FEG-SEM equipped with an EBSD detector with a software package including an Aztec Oxford-HKL for acquisition and Channel 5 application bundle for processing. A Matlab Toolbox MTEX was used for EBSD data analysis. Thin section preparation was proceeded in the *Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR)* in the Paraná Federal University (UFPR). EBSD analyses were realized in the laboratory of the *LACTEC Institute*. This method utilizes diffraction of electron by the crystalline lattice planes with a width that relates to lattice spacing (Randle 2000). Bands are formed and electron backscatter diffraction pattern (EBSP) represents both the phase and orientation of the crystal (Prior *et al.* 1999). By automatically collecting EBSPs over a predefined grid, EBSD data can be used to produce maps of phase and orientation data, linking EBSD data to spatial position on a specific surface within the sample.

### 6.3.2 Magnetic Susceptibility and Mineralogy

The bulk susceptibility ( $k$ ) ranges from  $0.78 \times 10^{-3}$  SI (mSI) to  $16.90 \times 10^{-3}$  SI with no partition in the pluton. Mean site susceptibilities is 7.15 mSI and values ( $k \geq 10$  mSI) occur in 25% of the specimens. The remaining specimens show moderate susceptibility ( $k \leq 10$  mSI). These values imply that the Cerne Granite belongs to the magnetite-series of Ishihara (1977). If the rocks susceptibility magnitude was controlled by paramagnetic

minerals, one would expect two orders of magnitude lower ( $3 \times 10^{-2}$  SI) than the actual susceptibility (Rochette *et al.* 1992). The high intrinsic magnetic susceptibility of ferromagnetic minerals, especially magnetite in granites, turn the contribution of Fe-Mg-bearing silicates negligible.

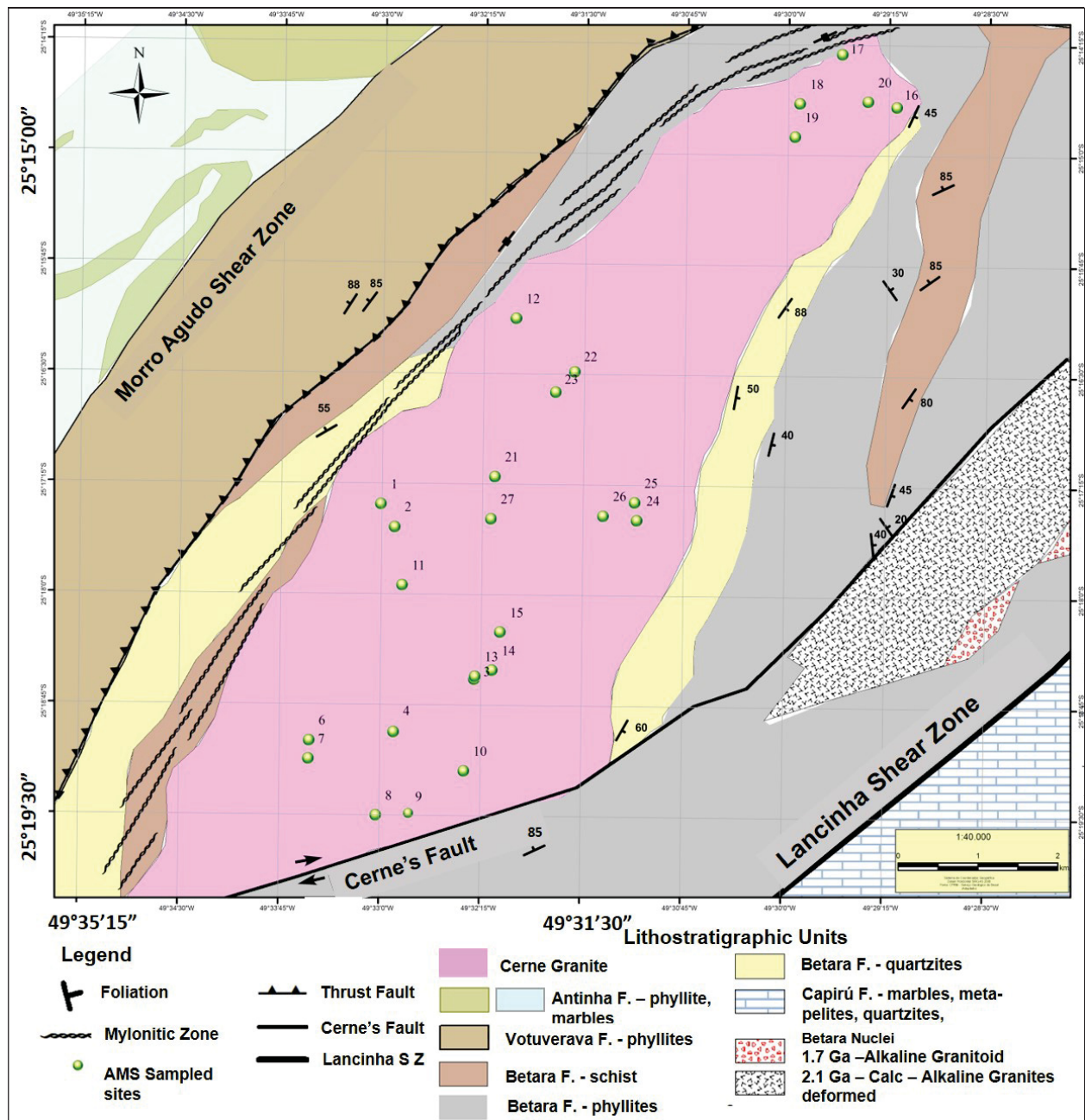


Figure 6-3 Geological map of the Cerne Granite with the distribution of AMS sampling sites.

The isothermal remanence and the thermomagnetic curves are very similar irrespective of bulk susceptibility of the rock. IRM and Thermomagnetic curves acquisition for five different susceptibility specimens are shown in (Figure 6-4). The IRM acquisition curves show a steep initial slope and reach over 90% of saturation by 100 mT. Above 200 mT and up to 2.2 T, the curves remain constant, indicating the saturation of the remanence. The initial steep slope of the coercivity spectrum records the magnetization of a soft component, and the IRM saturation above 200 mT indicates the absence or very low content of mineral phases with a high coercivity. Sample CE8 shows a subtle growth of the saturation after 200 mT, and is most likely to be hematite, which also explain the pinkish color of the granite. k - T show a sharp Verwey transition

around  $-160^{\circ}\text{C}$  and a distinct decrease at c.  $580^{\circ}\text{C}$ . This behavior is typical of coarse grain magnetite, with a Curie temperature of about  $580^{\circ}\text{C}$ , and account for the low coercive fraction detected in the IRM curves. During the heating cycle, the *Hopkinson* effect is detected by the small but gradual increase in the susceptibility before it decreases at  $\sim 580^{\circ}\text{C}$ .

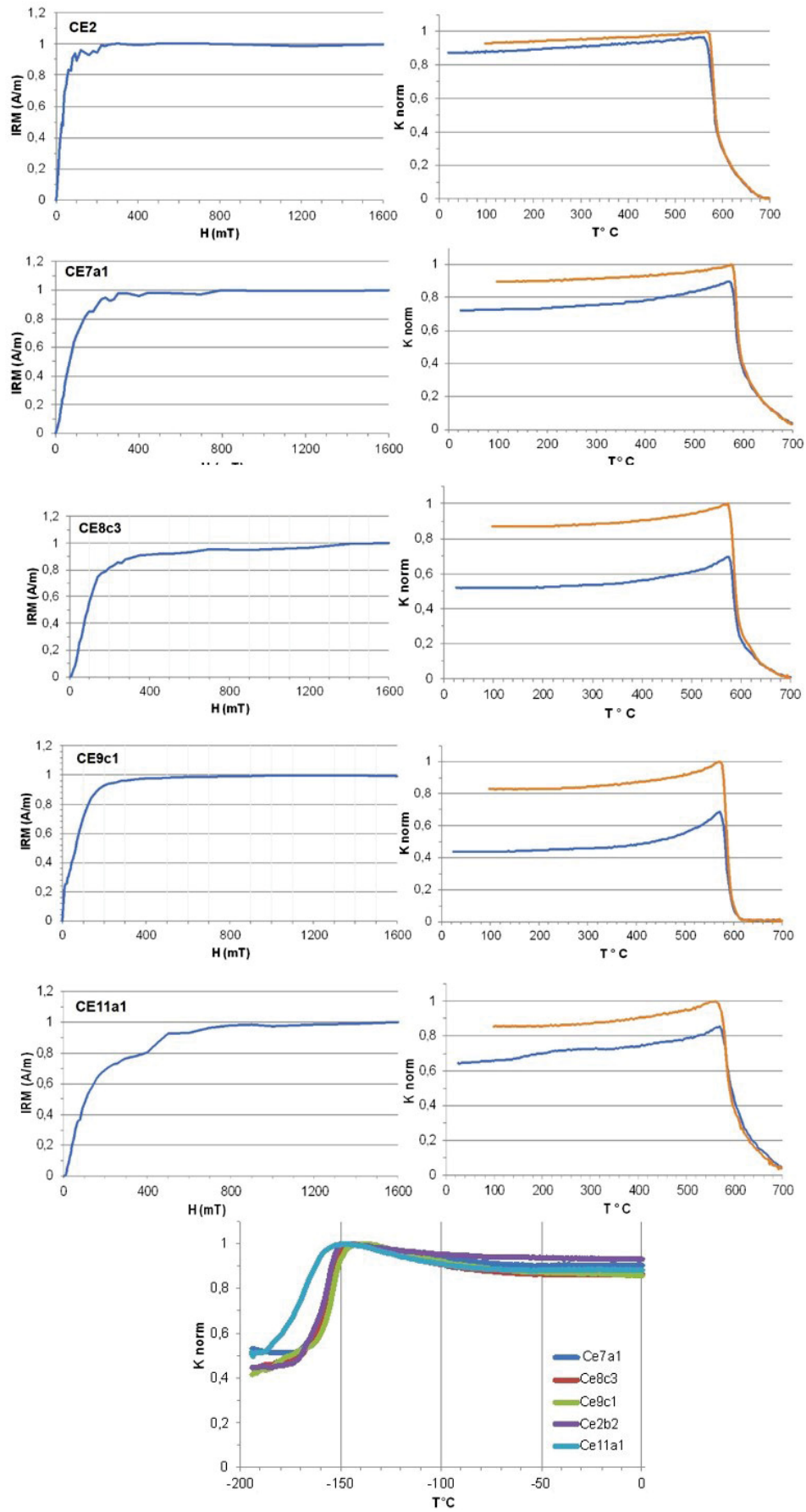


Figure 6-4 Isothermal remnant magnetisation (IRM) acquisition of temperature dependence of magnetic susceptibility (K norm- susceptibility normalized) for samples CE02, CE7a1, CE8c3, CE9c1, CE11a1.

### 6.3.3 Anisotropy and magnetic fabric

The mean anisotropy degree ( $P$ ) is 1.069 is variable through the intrusion and ranges from 1.01 to 1.20, with 55% of the specimens ranging between 1.05 to 1.10 (Figure 6-5). There is no relation between  $K$  and  $P$ , as expected in many magnetite-bearing rocks, a strong variation of the  $P$  parameter for  $K > 1$  mSI (Bouchez 1997). Variations in susceptibility and anisotropy magnitudes, when not related to intrinsic fabric magnitude variations, are attributed to the scattering in size and shape of magnetite grains or intrinsic magnetic interactions in the magnetite grains (Uyeda *et al.* 1936, Hrouda 1982). ASM ellipsoids represented by  $T$  parameter of Jelinek (1981) varies from neutral to oblate ( $T \geq 0$ ) in 75% of the sites.

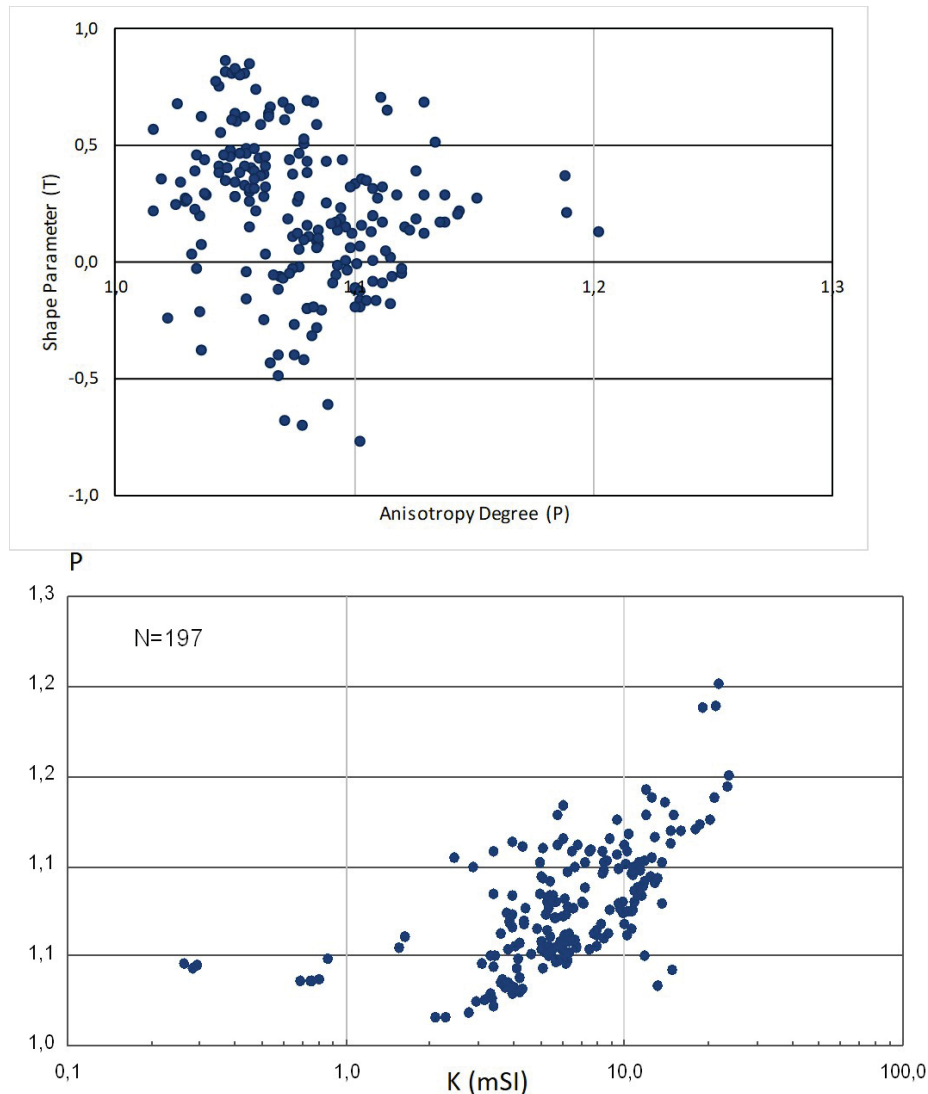


Figure 6-5 Shape parameter ( $T$ ) vs anisotropy degree ( $P$ ) of the Cerne Granite and the variation of the anisotropy ( $P$ ) with the mean site magnetic susceptibility ( $K$ ).

To estimate the quality of the directional magnetic fabric in each site, the measurement error is the angular variation of the ellipse dispersion around the principal directions. The measurement error is given by  $\alpha_1$  and  $\alpha_3$  (Table 1) (Jelinek 1978). The axes of AMS ellipsoids are well defined and regularly oriented. Magnetic lineations  $K_1$  show low angle of plunging and mainly trend NE-SW, parallel to major axis of the granite massif. In the central and southern portions of the pluton low-dipping magnetic



lineation strikes NW-SE. The pole to magnetic foliation  $K_3$  shows preferential orientation in relatively concentric pattern, and dominantly subhorizontal dips.

$K_1$  and  $K_3$  are considered well-defined if  $(\alpha_{K_{1,3}}) \leq 28^\circ$  and poorly-defined, and consequently discarded if  $(\alpha_{K_{1,3}}) \geq 30^\circ$  (Archanjo *et al.* 1994; Bouchez 1997). Using such criteria in the Cerne Granite, 72% of  $K_1$  and 84% of  $K_3$  are well-defined data (Figure 6-6). The planar fabric shows the tendency for oblateness and it is better marked than the magnetic lineation. Considering the total number of sites are relatively small, due to bad outcrop exposure, one has decided to keep the poorly defined data, only highlighting these sites in the maps. Dispersion in confidence ellipses may probably be due to poorly defined orientation of the minerals that carry the magnetic anisotropy. Another reason is sampling of not *in situ* blocks.

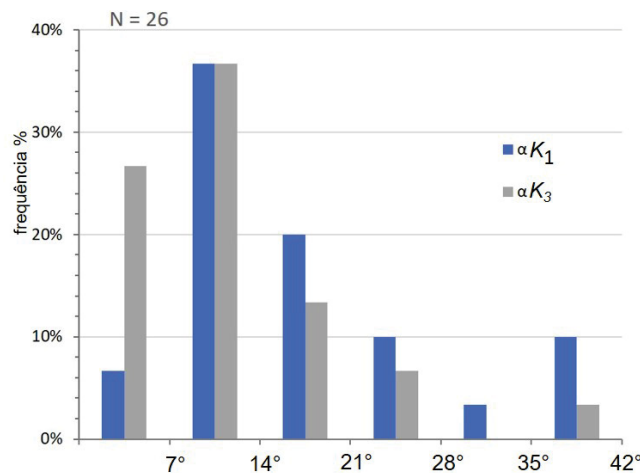


Figure 6-6 Quality of AMS measurements of the Cerne Granite. Frequency histograms of  $\alpha K_1$  and  $\alpha K_3$ .

Table 1 - Site-mean anisotropy of magnetic susceptibility data

Sítios	n	K media ( $10^{-3}$ )	P	T	K1	Inc	$\alpha_1$	K2	Inc	$\alpha_2$	K3	Inc	$\alpha_3$	K3Dir	merg
CE1	6	9,04	1,054	0,01	236	19	44,4	141	14	44,9	17	66	26,5	107	24 SW
CE2AB	16	16,90	1,127	0,228	233	12	13,6	141	14	13,6	3	72	7,1	93	18 SW
CE3	10	7,41	1,054	0,616	244	0,8	38,5	154	10,6	38,3	338	79	15,3	248	11 SE
CE4	7	5,78	1,069	0,382	245	21	17,8	152	1	22,4	63	69	15,6	153	21 SW
CE6	6	10,50	1,086	-0,095	198	12	14,2	293	23	18,3	83	64	17,9	173	26 SW
CE7	9	9,10	1,076	0,232	217	14	10,7	311	18	10,3	92	67	8	182	23 NW
CE8	10	4,70	1,062	0,73	124	6	15,8	214	1	15,8	312	84	5,1	222	6 SE
CE9	9	3,23	1,025	0,143	146	1	8,6	56	19	13,9	239	71	13,1	329	19 NE
CE10	9	5,28	1,081	0,425	162	17	39,2	71	4	40,4	329	73	16,3	239	17 SE
CE11	10	6,98	1,072	-0,541	249	62	13,5	344	36	69,5	151	53	69,5	112	37 SW
CE12	7	3,89	1,067	-0,019	126	37	13	221	6	15,1	318	53	9	228	37 SE
CE13	8	8,83	1,044	0,685	134	20	22	225	2	21,8	319	70	9,9	229	20 SE
CE14	9	6,61	1,05	0,58	161	20	26,9	70	4	26,4	329	70	10,8	239	20 SE
CE15	8	4,26	1,048	0,723	91	3	22	182	14	22,3	249	75	5,5	339	15 NE
CE16	7	11,70	1,116	0,207	29	4	15,2	120	19	15,5	288	71	8,9	198	19 SE
CE17	8	0,78	1,039	0,171	359	43	18,1	221	39	24,5	111	22	23,3	201	68 NW
CE18	6	4,85	1,083	0,107	215	16	6,9	330	56	3,6	116	29	6,5	206	61 NW
CE19	5	2,06	1,07	0,119	206	60	7,4	349	25	7,9	87	16	5,4	177	74 SW
CE20	9	6,55	1,091	-0,159	203	6	10,3	295	15	10,7	91	73	9,3	181	17 NW
CE21	7	11,20	1,07	-0,208	217	21	13	307	2	14,3	43	69	10,4	133	21 SW
CE22	7	11,36	1,109	0,013	259	26	7,3	157	24	6,8	30	53	4,6	120	37 SW
CE23	7	8,55	1,096	0,267	251	8	15	156	33	16,1	353	56	7	263	34 SE
CE24	7	5,90	1,05	0,333	206	26	7,9	90	42	10,9	317	37	11,3	227	53 SE
CE25	9	5,82	1,058	0,356	160	13	4,4	61	35	4,4	268	62	2,9	178	28 NE
CE26	7	3,64	1,029	0,301	185	6	7,9	276	13	7,8	70	76	4,2	160	14 SW
CE27	6	11,10	1,087	0,31	260	6	4,8	168	21	5	6	68	3,8	96	22 SW

The distribution of magnetic lineation and foliation corresponding to the mean AMS of each site for (K1 and K3) are shown in (Figure 6-7). The magnetic foliation (normal to K3) show subhorizontal dip and relatively concentric pattern in the intrusion. Magnetic lineation (K1) also has sub horizontally plunges and show two main trends: (i) to NE-SW, and (ii) NW-SE occurring in the southern of the granite.

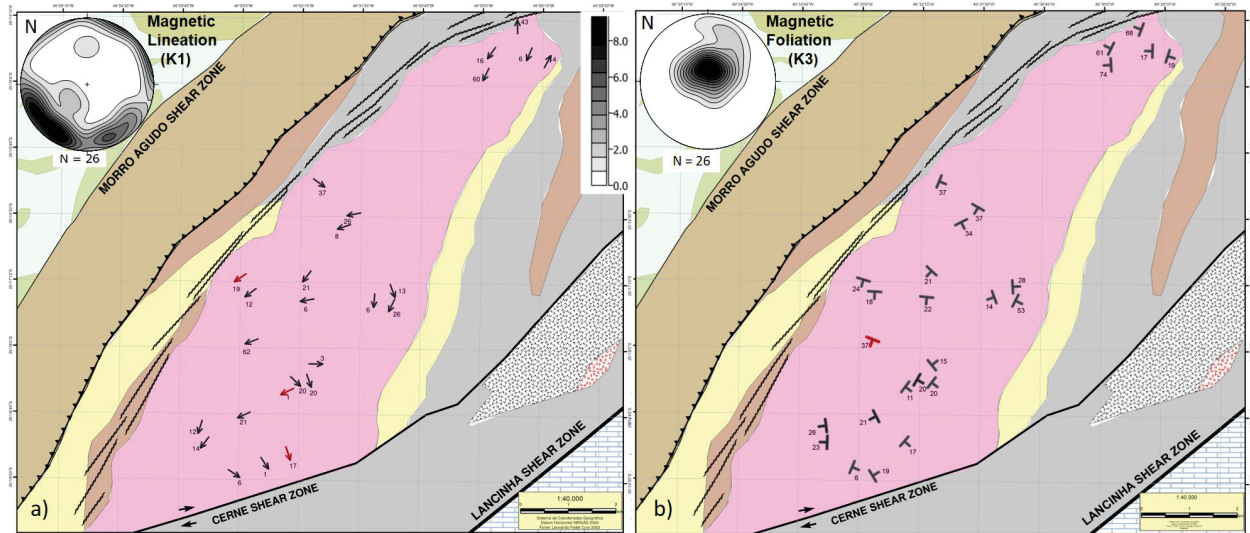


Figure 6-7 (A) Magnetic Lineation of the Cerne Granite. (B) Magnetic foliation of the Cerne Granite with respective figure poles (Schmidt-Lambert diagram).

### 6.3.4 Electron back-scattered diffraction (EBSD)

Crystallographic orientation data were obtained from automatically indexed EBSD patterns collected with FEG (field emission gun), Mira3 LM, TESCAN, at the LACTEC Institute in a partnership with Federal University of Paraná (UFPR). Oriented polished thin sections were cut parallel to foliation and to the microscope reference frame, perpendicular to the foliation (Z) and parallel to the lineation (X), in *Laboratório de Análises de Minerais e Rochas* (LAMIR), Department of Geology of UFPR. Thin sections were carefully polished before EBSD analysis, with a 4-step method as follows: in decreasing order 6 $\mu$ m, 3 $\mu$ m and 1 $\mu$ m granulometry discs were used with their respective diamond paste in the semi-automatic polishing machine. The final stage was carried out in a Minimet 1000 polishing machine where each thin section was polished for about 1 hour and a half in colloidal silica at the Electronic Microscopy Center of UFPR.

Initial microstructural characterization was carried out with polarized light microscopy. The selected areas were chosen from thin section via backscattered electron (BSE) images with scanning electronic microscopy. EBSD patterns were acquired on rectangular grids by moving the electron beam at a regular step size of 3.5 and 4  $\mu$ m.

The proportion and distribution of individual phases were represented on phase map derived with electron backscatter diffraction (EBSD). Channel 5 Program and Matlab R2015a (Oxford Instruments) was used for the data processing and representation.

Working conditions were as follows: 20 kV accelerating voltage, 18 nm beam current, working distance of 15 mm, 70° sample tilt and low-vacuum mode (0.3–0.4 torr). EBSD patterns acquired on rectangular grids by moving the electron beam at a regular

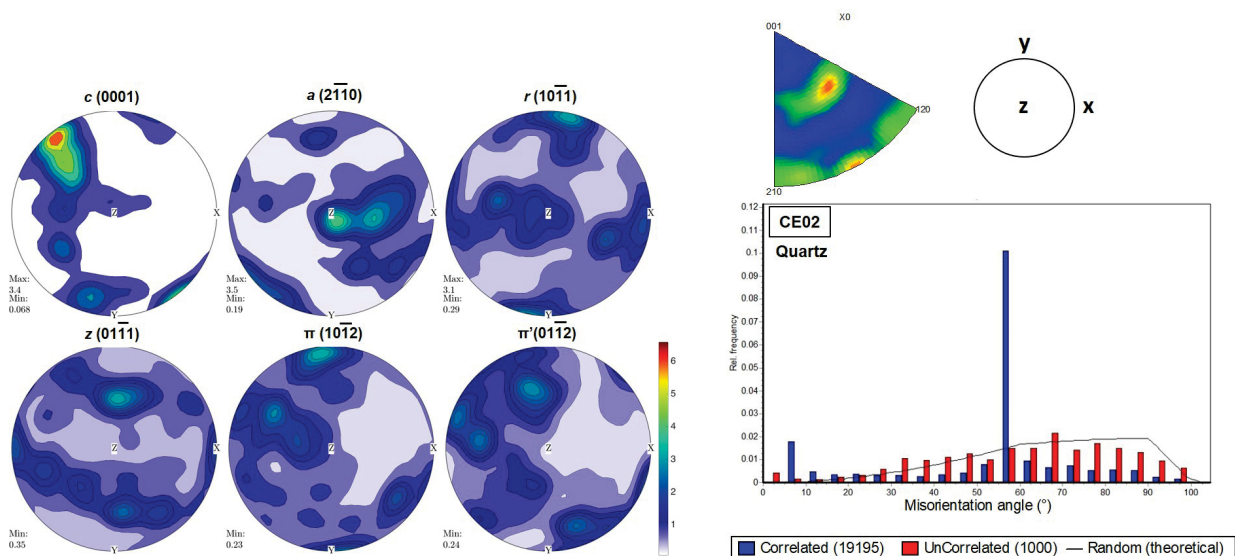
step size of 1 or 1.5  $\mu\text{m}$ . Two EBSD maps were collected from the sites CE2 and CE9 and the respective pole figures are discussed in this paper.

Crystallographic fabric was acquired using SEM-EBSD technique and data processing were carried out using Matlab R2015a. Results are presented in equal-area stereographic projections. The orientation maps and misorientation angle distribution were obtained using the Tango module of the Channel 5 software and the pole figure and inverse figure were obtained using the Mambo module of the Channel 5 software.

### ***Crystallographic Preferred Orientations – CPO***

The CPO of the Cerne Granite show different patterns depending on the sample location. Two samples were analyzed CE2 and CE9. The CPOs of both samples were measured in the XY sections which corresponds to the foliation defined by the alignment of basal planes of biotite. The X direction was chosen based on the shape preferred orientation of quartz and biotite grains observed in thin section as well as on the crystallographic preferred orientations obtained from the EBSD. XY directions correspond to the XY of the microscope.

Quartz pole figures from sample CE2 are shown below (Figure 6-8). Quartz c-axes [0001] show a distribution along an asymmetric disrupted single girdle. The maximum concentration is around  $25^\circ$  from Y direction, while secondary maxima are also parallel to Y in the periphery of the pole figure. On the other hand, the pole to the  $\{2-1-10\}$ , the  $\langle a \rangle$  axes, lie at close to the Z axis of the sample. Poles rhomb  $r\{10-11\}$  and rhomb  $\{z\}$  show a more diffuse distribution whilst rhombs  $\pi$  and  $\pi'\{10-12\}$  and  $\{01-12\}$  tend to be aligned between X and Y direction. Poles to  $\{r\}$  and  $\{\pi\}$  are close to Y.



**Figure 6-8 EBSD data of the Cerne Granite. Quartz pole figure and misorientation angle distribution histograms from sample CE02.**

The histograms of misorientation angle distribution of quartz for both samples are shown in (Figure 6-8). Misorientation angle distribution have two main peaks, one corresponds to misorientation of low angle boundaries ( $< 10^\circ$ ) related to subgrains. The other is between 50 to  $60^\circ$ , and it might be a consequence of Dauphiné twinning. Other secondary very small misorientation peaks occurred but therefore negligible. An incipient recrystallization might lead to the formation of a discrete peak near  $30^\circ$ . But



those are random pairs of grains not the correlated one (those whose share mutual boundaries).

When observing pole figures of both samples (Figure 6-9) for Feldspar and plagioclase the b-axes  $\langle 010 \rangle$  tend to in the periphery of the pole figure at half angle between X and Y. In Feldspar the poles to  $\{100\}$  have maxima between X and Y, whilst the  $\{001\}$ . Plagioclase poles to  $\{100\}$  are concentrated close to Y direction while poles  $\{001\}$  are also close to Z. Despite the similarities in the textures, there are some variations between the samples. CE09 for instance, show a symmetry between poles to  $\{100\}$  and to  $\{010\}$  and could reflect a stronger orientation in this sample.

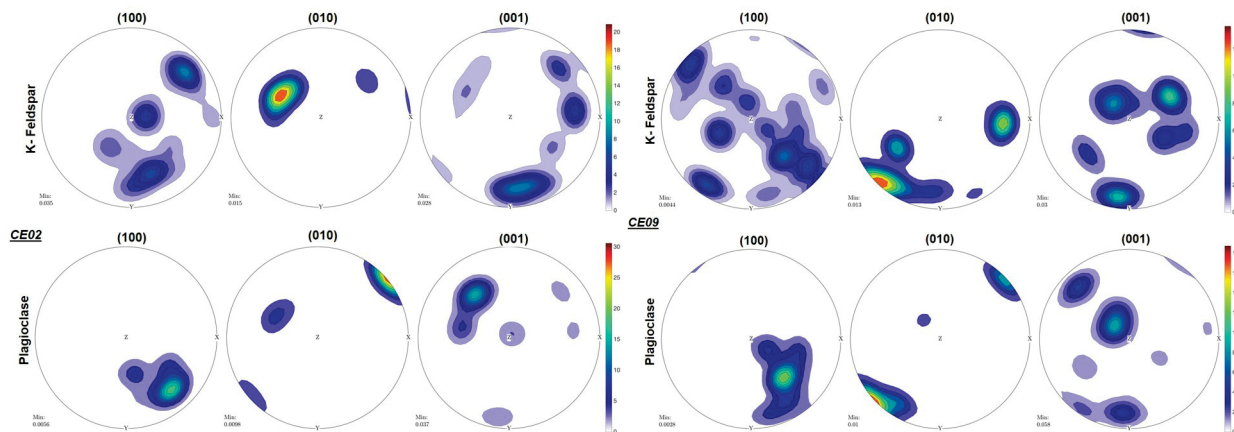


Figure 6-9 EBSD data. Microcline and plagioclase pole figures from sample CE02 and CE09.

The textures in feldspars have some interesting similarities. Poles to  $\{100\}$  tend to be distributed along a great circle. With both circles are plotted in the same PF they will cross-cut along a direction which coincides with the Z direction of the samples. On the other hand, poles to  $\{010\}$  show maximum on the periphery of the PF in the half the way between the X and the Y direction.

For the poles to  $\{001\}$  the only remarkable texture is that corresponding to the K-Felds where the distribution of those poles fit along a great circle as well. The pole figures for  $\{001\}$  are quite dispersive and nothing can be concluded from that.

Biotite pole figures in both samples CE02 and CE09 present (001) close to the reference foliation pole Z, and (100) and (010) poles are distributed in incomplete girdles symmetrically related to (001). Pole figures of biotite reflect a magmatic flow condition (Figure 6-10).

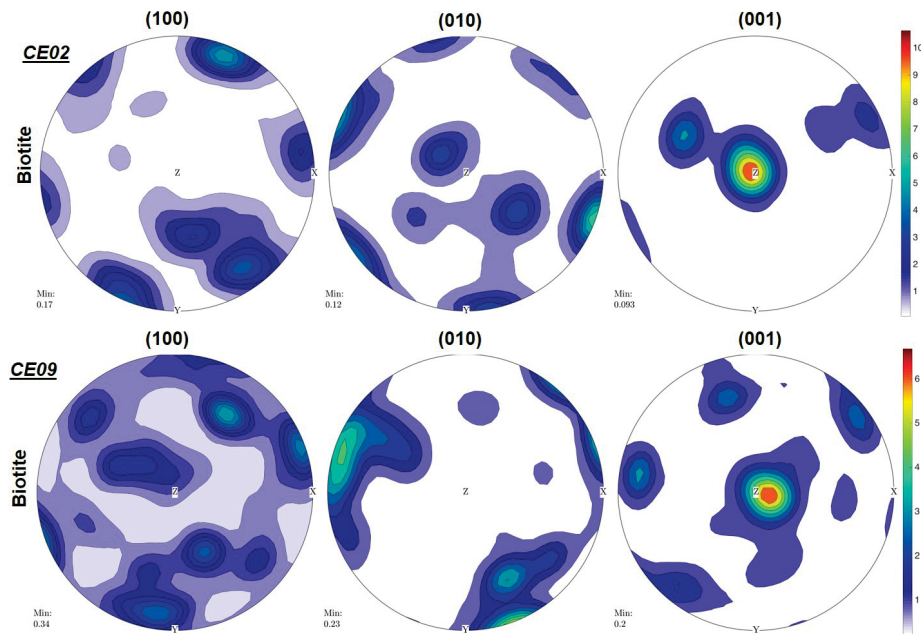
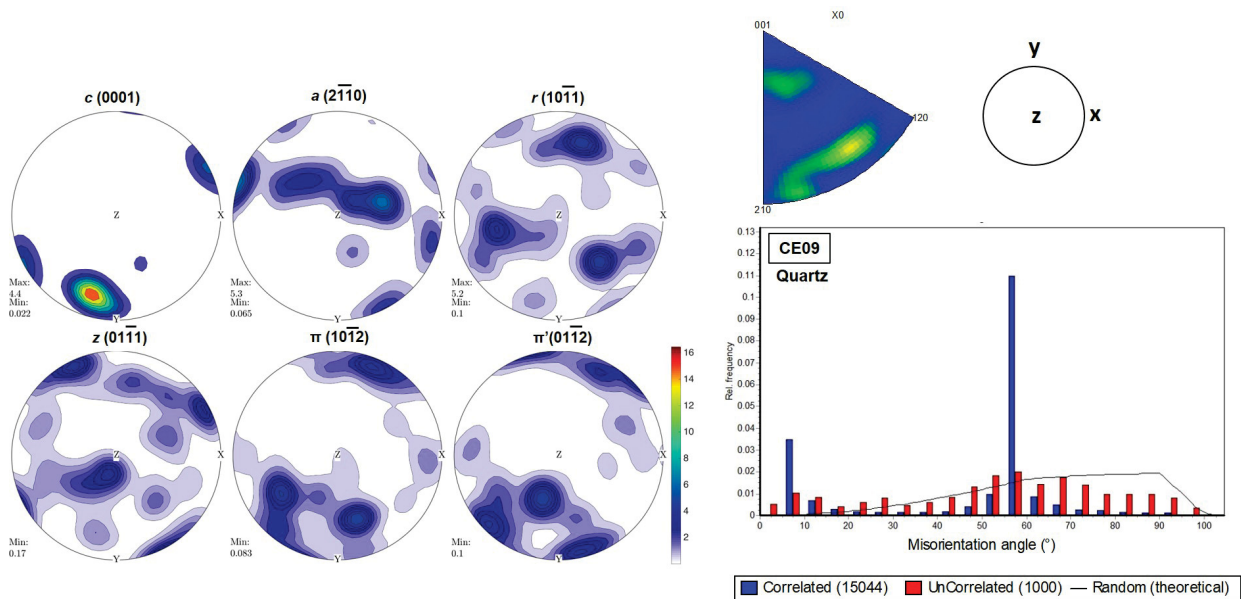


Figure 6-10 EBSD data for biotite for the Cerne Granite. Pole figures from sample CE02 and CE09.

In the CE9 sample, located in the southwest border of the intrusion, one identifies a strong maximum of quartz c-axes close to Y (Figure 6-11). This might be interpreted as texture produced by a slip on the rhomb plane  $\{\pi$  or  $\pi'\}$  along the direction  $\langle a \rangle$ , i.e., the action of the slip system. However, it should be mentioned that  $\langle a \rangle$  axes of the quartz crystals distributed along a great circle, which could imply some degree of freedom for the quartz grains to rotate along their c-axes. This might be a contribution of the Dauphiné twinning to the formation of a texture with that pattern. This type of texture produced by the activation of the slip system  $\{\pi\}\langle a \rangle$ , in addition to a peak in the distribution of the misorientation angles around  $60^\circ$  has been described by Menegon *et al.* (2011) for quartzite. In that paper the authors proposed that quartz with orientation favorable for slip on negative  $\pi$  planes would have a lowest resolved shear stress. Quartz grains in those orientations are the ones with more density of dauphiné twinning.

According to some authors (Schmid & Casey 1986) the activation of rhomb  $\langle a \rangle$  slip system can also occur during the granite deformation. This is consistent with the low temperature microstructures and suggests that dislocation creep deformation is dominant. Activation of the rhomb  $\langle a \rangle$  slip system shows that the rock has undergone relatively higher temperatures and low strain rates.





**Figure 6-11 EBSD data of quartz from the Cerne Granite. Quartz pole figures and misorientation angle distribution histogram from sample CE09.**

Quartz grains are the latest to form in the crystallization of granitic rocks. Therefore, they occur filling spaces between the previously crystallized feldspars and micas. It is very unlikely that they would show any evidence of flow in granitic rocks. The texture shown by quartz aggregates are very suggestive of plastic deformation. However, if recrystallization has occurred it is very limited and maybe restricted some part of the aggregates.

Overall in quartz pole figures, for both samples, there is no evidence of magmatic flow but rather a crystal plastic deformation with a CPO developed probably by the activation of rhomb  $\{r\}$ ,  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}$  in the  $\langle a \rangle$  direction according to Kilian & Heilbronner (2017) and Morales *et al.* (2011).

The local recrystallization of quartz is observed by the presence of very small grains at the rims of large quartz grains. But the proportion of these grains are very small as seen in the histograms of misorientation. There is only a small fraction of grains that occur in the interval between 20 and 30° and might be accounted for bulging recrystallization. Subgrains along with misorientation angles up to 10° are present at relatively high proportion, but they did not evolve to high angle boundaries.

Bulging recrystallization (*cf.* Stipp and Kunze 2008) is a combined mechanism including the development of bulges by local slow grain boundary migration and subgrain boundaries that finally cause the separation of new recrystallized grains when the subgrain rotation becomes large enough 10°. The buildup of dislocations in unfavorably orientated lattices is the driving recrystallization mechanism. These dislocations move within the lattice into a favorable orientation. CPO in quartz is a response to both inhomogeneous deformation and dynamic recrystallization to allow for optimal slip (Bouchez 1978; Schmid & Casey 1986).

Some considerations can be done for the development of crystallographic orientation. Firstly, one could assume that the CPO was developed during the final stages of magmatic crystallization. However, in this case, a higher temperature for CPO pattern would be expected, with development of  $[0001]$  axis of quartz parallel to foliation, either by oriented growth crystallization or by the activation of prism  $\langle c \rangle$  slip system (Gapais & Barbarin 1986; Blumenfeld & Bouchez 1988). A second assumption and most likely, is that the crystallographic orientation must have been post

crystallization of the granite, under greenschist to low amphibolite conditions, which is compatible with the activation of rhomb  $\langle a \rangle$  slip system. This hypothesis is more probable because Feldspars grains and biotites show some evidence of magmatic flow, whilst in quartz grains show a CPO due to some degree of deformation. The location of these samples also must be accounted as they occur close to the northwest border of the intrusion and therefore probably related to a mylonitic shear zone.

EBSA and magnetic axis permitted to show a good correlation in respect to biotite crystallographic orientation. In the samples, the AMS short axis ( $K_3$ ) is coincident with [001] direction and to the pole of foliation (Figure 6-12).  $K_1$  long axis follows the poles of (010) and the intermediate axis  $K_2$  corresponds with the direction of (100). Sample CE09 has a slightly better correlation than CE02. These results suggest a preferred orientation of the crystals in the flow plane.

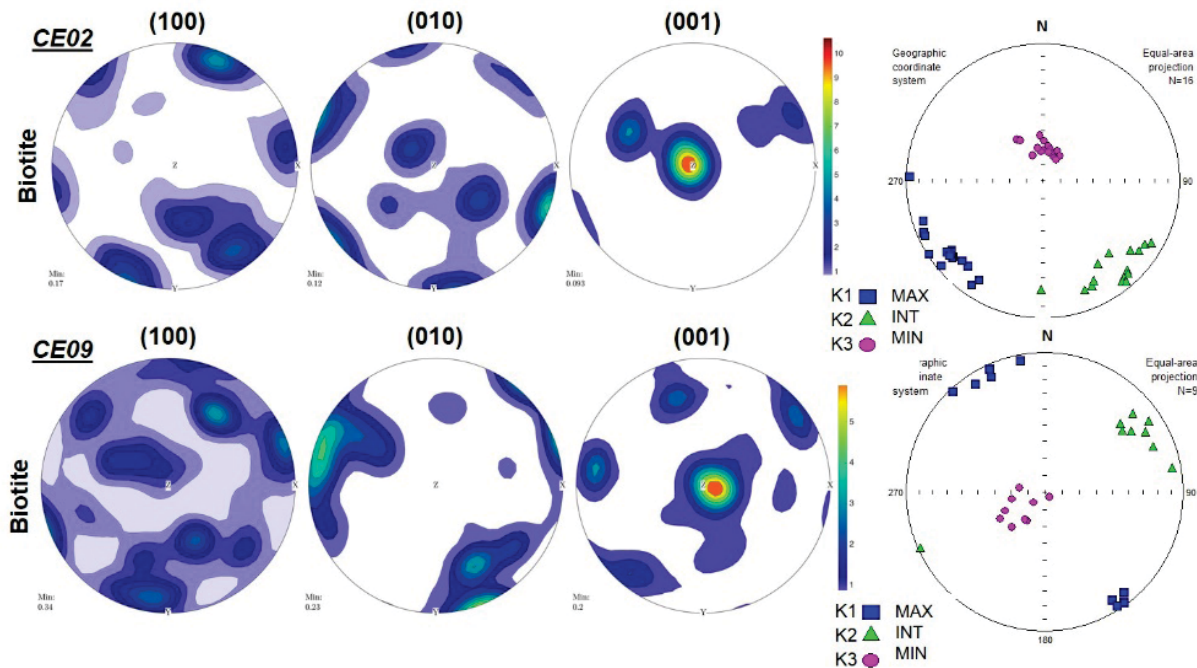


Figure 6-12 EBSD data of biotite from the Cerne Granite, and the magnetic data of AMS on the right. The pole figures were rotated to the geographical frame and X Y section, parallel to foliation.

### 6.3.5 Gravimetric data of the Cerne Granite

Gravimetric data from 178 stations of the Cerne Granite were acquired with a Scintrex CG-03 gravity meter with precision of  $\pm 0.01$  mGal. Geographic coordinates and elevations were collected using a GPS Geodesic Leica System 1200 and compiled in Geosoft database format using the program Oasis Montaj 6.4 in the *Laboratório de Geofísica Aplicada* from UFPR. The gravimetric reference base station used belongs to IBGE (code 8113274) and is located in the *Centro Politécnico* campus from UFPR, in Curitiba, Paraná State. Bouguer and topographic corrections were made assuming a reference density of  $2.5 \text{ g/cm}^3$ . The gravity response of a regional field was removed by a first-order polynomial, and it is removed from the data along the traverses if necessary to produce an anomaly that falls off to zero at both ends of the profile (Castro 2007).

Once removed, the censored Bouguer gravity data is re-gridded to produce a censored Bouguer gravity anomaly map (Figure 6-13). Subtraction of the censored and original Bouguer anomaly maps results in 3 residual gravity anomaly sections. The



residual values between the measured and recalculated gravity fields give an idea of the precision of the calculated depths.

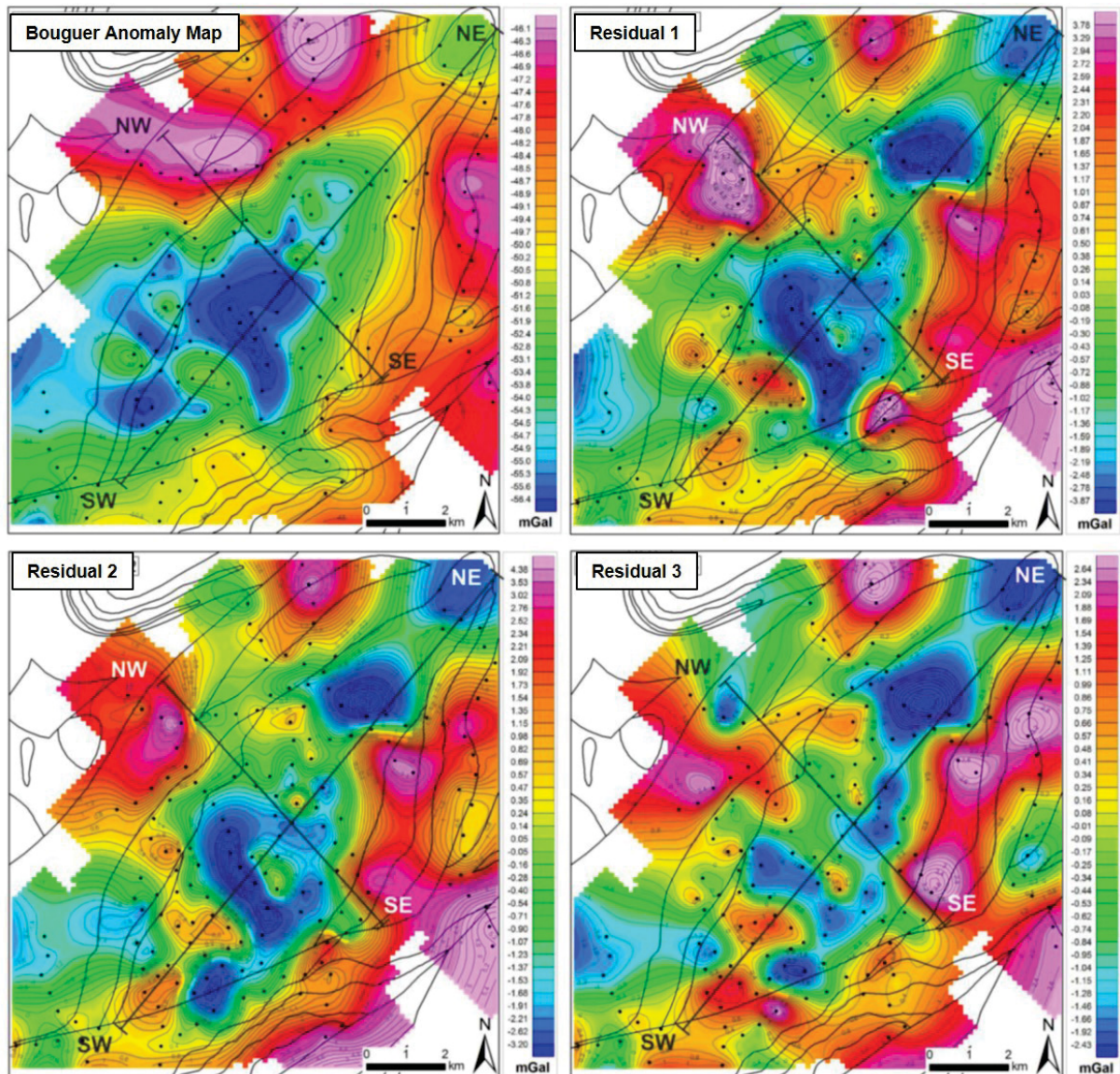


Figure 6-13 Bouguer Map of the Cerne Granite and Residual 1, 2 and 3.

In the first set of profiles (SW-NE) the (low density) correspond to the Cerne Granite (Figure 6-14), meanwhile the country rocks are the (high density). In this profile it is possible to observe a very irregular shape of the pluton and a very pronounced (low density) near the southwest and northeast borders.

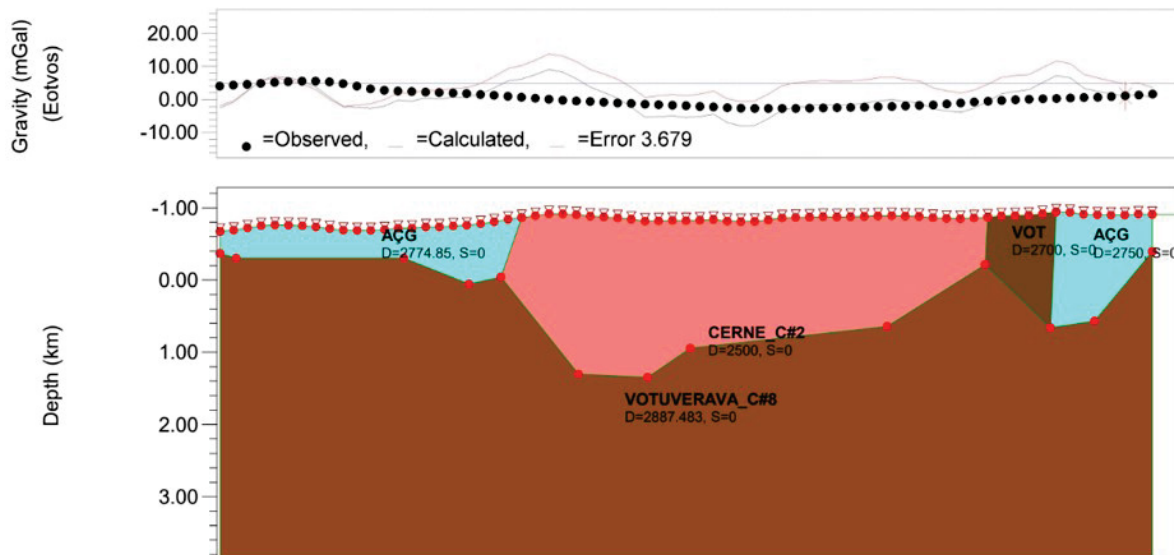


Figure 6-14 Gravimetric Profiles SW-NE of the Cerne Granite.

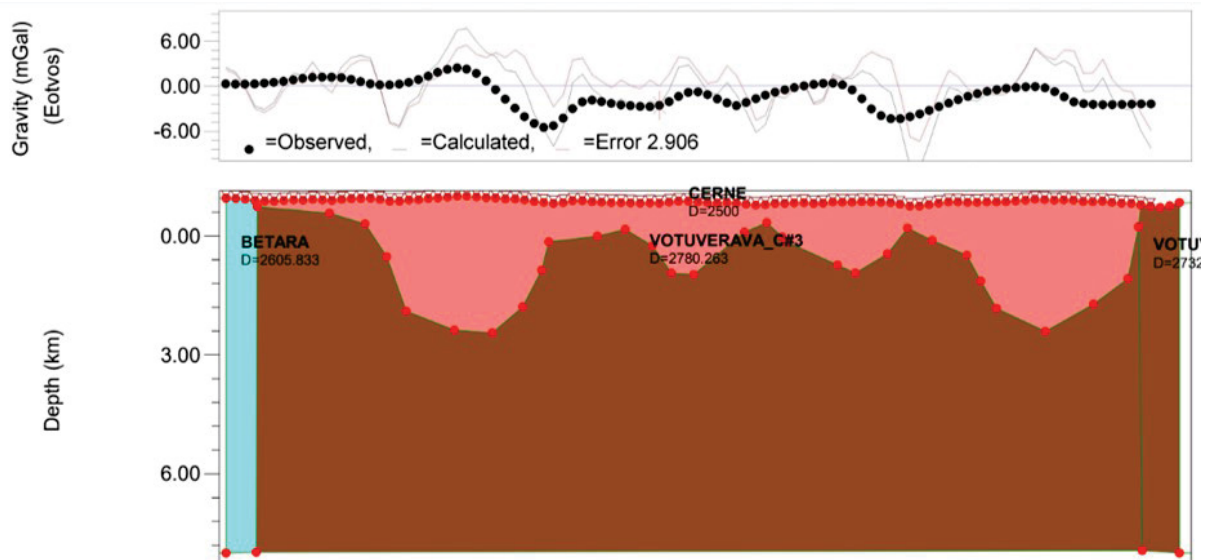


Figure 6-15 Gravimetric Profiles NE-SW of the Cerne Granite.

From the Bouguer map this can be interpreted as deeper regions that clearly correspond to two magmatic bodies belonging the same pluton. At these deepest areas, the pluton seems to reach 2.5 km depth. The second set of profiles (NW-SE), perpendicularly the major axis of the granite, exhibits an inclined V shape section body with steep walls dipping towards NW and steepening with depth (Figure 6-15).

### 6.3.6 Discussion

#### *Significance of magnetic fabrics*

AMS provides the shape and orientation of the magnetic ellipsoid that ideally matches the pluton magmatic fabric (Archanjo 2009). The well-defined organization of the magnetic fabric in the sites is represented by the variation of the angular dispersion of the ellipse (Jelinek 1978), where 84% of foliations and 72% of lineations are well defined. However, these show that the magnetic foliation is better marked and indicates the oblateness of the fabric (Archanjo *et al.* 1994; Bouchez 1997). Among the mechanisms that may be invoked to explain the oblateness of the fabric and

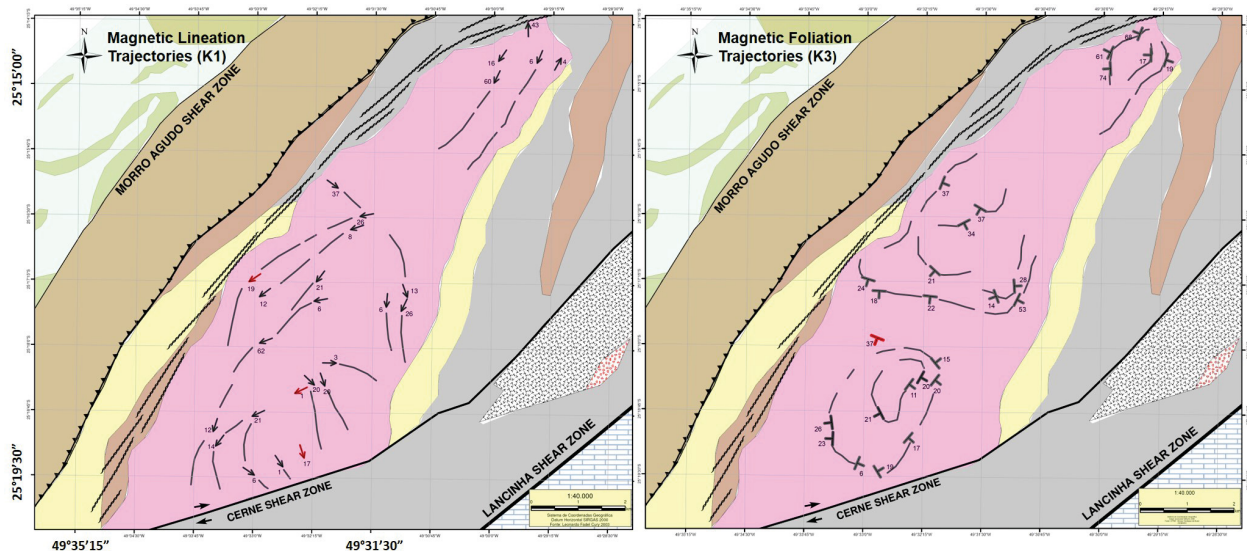


horizontality of foliation the present section of the pluton represents the top part of a magma chamber (Olivier and Archanjo 1994).

The magnetic foliation ( $K_3$ ) shows a concentric pattern with gently dips mostly flat lying, except for the extreme northern contact where the foliation dips more steeply. The trajectory of the foliation is interpreted as the probable cupula of the intrusion. Radial expansion (ballooning) of the magma in the emplacement site would have contributed to the formation of onion-skin-type fabrics as discussed by some authors (Ramsay 1989; Molyneux & Hutton 2000; Johnson *et al.* 2003). This fabric pattern has been described in intrusion localized specially in the shallow levels where the regional strain field is relatively weak (Lagarde *et al.* 1990, Johnson *et al.* 2003, Trubac *et al.* 2009, Archanjo *et al.* 2009, Oliveira *et al.* 2010, Salazar *et al.* 2008, Salazar *et al.* 2013).

The concentric foliation arrangement suggest that fabrics formed in the final emplacement due to internal processes. Such scenario is most likely to take place where a strong thermal and viscosity gradient contrast occurs across the magma-host rock contact. In such conditions the 'onion-skin' patterns are most commonly preserved in mid- to shallow crustal plutons (Patterson *et al.* 1998).

From gravimetric data and the concentric magnetic foliation trajectories (Figure 6-16), it is possible to suggest that the Cerne Granite is composed of two magma bodies. Normally, at this shallow level of emplacement (Pitcher 1993; Pons *et al.* 1995; Vigneresse & Bouchez 1997) the granite massif would have formed in a relatively short time interval, after ascent and juxtaposition of separate magma pulses, but before final crystallization (Patterson *et al.* 1998). Similar scenario could be envisaged for the Cerne Granite.



**Figure 6-16 Magnetic Lineation and Foliation Trajectories Maps of the Cerne Granite.**

Magnetic lineation ( $K_1$ ) corresponds to the dominant stretching direction in a magma body, which may result from emplacement-related processes, magma chamber dynamics, regional deformation or a combination of them (Patterson *et al.* 1998, McNulty *et al.* 2000, Benn *et al.* 2001, Neves *et al.* 1996, 2003). Magnetic lineation ( $K_1$ ) in the Cerne Granite plunges sub horizontally and present two main directions, NE-SW concordant with the long axes of the granite, and a second trend NW-SE occurring from the center until the southern portion (Figure 6-16). These lineation directions coincide with the internal distribution of the foliation pattern. One possible relation for this pattern is that there may have been an interaction between the magma batches where the foliation dips ( $K_3$ ) the lineation ( $K_1$ ) shows its flow direction.



The regular plunge of lineation to NE-SW at the present level of erosion suggests that magma came from the NE, however, no root zone marked by steep lineations is found in the pluton. Similarly to envisaged by some authors (Vigneresse & Bouchez 1997; Archanjo *et al.* 1998), the absence of steep lineations, except at the north of the pluton, exclude the presence of magmatic feeding zones at the actual level of exposure.

Sites with greatest AMS ellipsoid intensity ( $P$ ) appear in the north of the Cerne pluton and dispersed along the body. This spatial variation is shown by the  $P$  versus  $K$  plot, which shows a nonlinear dependence between these parameters typical for magnetite-bearing igneous rocks (Rochette *et al.* 1992, Borradaile & Henry 1997). Dependence of  $P$  on  $K$  for the bulk of the samples of the magnetic fabrics in the studied granite are controlled by composition, such as abundance of magnetite, as well by the relative strength of the preferred orientation of magnetite (Cruden *et al.* 1999). There is a tendency for higher  $P$  values to be associated with oblate fabrics, as observed in previous studies (Borradaile & Henry 1997).

The high angle magnetic foliation at the NNW border exhibits higher anisotropies than generally observed in the body and could reflect solid-state deformation as attested by mylonite foliation present in both country rocks and the granite where Cury (2003) has also observed mylonite foliation and dextral kinematics feature in the Cerne Granite.

The overall microstructures observed in thin sections are considered as predominantly magmatic. Undulose extinction, subgrains and scattered new grains of quartz attest for solid-state deformation. Mechanical twinning of K-feldspar, kinking in biotite and undulose extinction in quartz developed after full-crystallization of the granite magma.

The EBSD results show magmatic orientation of (010) poles of feldspar, where (001) planes also tend to be parallel to the magmatic flow plane (Boudier *et al.* 1996). The (001) poles of biotite are parallel to the (010) poles of K-feldspar and plagioclase corroborating to the hypothesis of magmatic flow. Quartz CPO attests for a plastic deformation, with activation of slip rhomb systems  $\{r\}$ ,  $\{\pi\}$  and  $\{\pi'\}$  in  $\langle a \rangle$  direction (Kilian & Heilbronner, 2017, Morales *et al.* 2011). This slip system activation indicates that deformation must have occurred after crystallization of the granite, under greenschist to low amphibolite conditions, which is compatible with the activation of rhomb  $\langle a \rangle$  slip system (Tullis *et al.* 1973; Schmid & Casey 1986).

In the case of the Cerne Granite that has its magnetic susceptibility induced by magnetite, the AMS axis were correlated only with the biotite crystallographic orientation acquired from EBSD. This comparison showed a good correlation of the preferred elongation axis of magnetite parallel to basal planes of biotite, whose association is observed in thin sections.

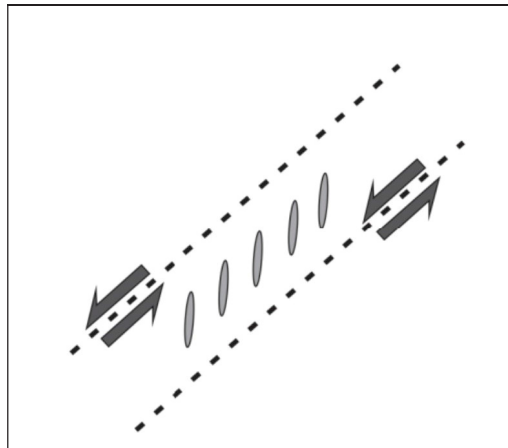
### ***Time relationship between granite emplacement and tectonics***

The elliptical shape of the Cerne Granite, concordant with the Lancinha shear zone, has been attributed to dextral ductile deformation in transpressive regime (Fiori 1985b). At that moment, that author considered that granite emplacement would have been controlled by *en-écheleon* fold axis. In this model the fold hinges would be the available room to allow the magma emplacement. However, recent detailed studies based on EBSD data have demonstrated the sinistral kinematics to the Lancinha strike-slip system (Conte *et al.* 2017) and the nearby Putunã shear zone (Faleiros *et al.* 2011).

The lack of pervasive synmagmatic deformation precludes the hypothesis of the Cerne Granite emplacement in fold hinges. Considering the sinistral kinematics for Lancinha strike-slip shear zone a new emplacement model must be envisaged. The position of the granite in respect to the transcurrent structures and the isotropic character is most probably compatible with emplacement controlled by tension gashes, where the principal component of the tectonic regime,  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  are horizontal (Anderson 1951).

When comparing the U-Pb crystallization ages of the Cerne Granite from  $563 \pm 34$  Ma to  $569 \pm 31$  Ma (Cury 2003; Prazeres Filho 2000) with Ar-Ar dating (555 Ma) of ductile strike-slip (Faleiros *et al.* 2011), it is possible to confirm the synchronicity between granitogenesis and strike-slip tectonics.

Considering the magnetic fabric of the Cerne Granite, where the foliation ( $K_3$ ) presents a concentric tendency with gently dips being representative of the cupula of the intrusion, it is very likely that the emplacement occurred in an extensional environment, where space would be created. In addition, the predominantly planar ( $T \geq 0$ ) AMS associated with the concentric magnetic foliations in the cupula of the intrusion suggest that the development of the magma uplift took place in a “weak type” regional stress in a transtensional deformation scenario (Bouchez *et al.* 1997). These characteristics have been studied in other granites (Archanjo *et al.* 2009; Salazar *et al.* 2013). In such scenario, tension gashes structures (Figure 6-17) could originate during transcurrent shear zones development (Castro 1986; Castro 1987; Tikoff & Teyssier 1992; Bouillin *et al.* 1993; Vigneresse 1995; Arangurem *et al.* 1997; Kim *et al.* 2004).



**Figure 6-17** Extensional structures as tension gashes with opening of space in T position in transcurrent shear zones. (Extracted from Dressel (2012) and adapted from Kim *et al.* 2004).

Other examples of syntectonic granites emplaced along tension gashes structures are the Paleoproterozoic Dolbel granite in West African craton (Pons *et al.* 1995), the northern part of the Archean Estrela Granite Complex in the Carajás Province (Barros *et al.* 2001) and the Cabeza de Araya Granite in Extremadura region (Vigneresse & Bouchez 1997).

It is worth pointing out that alkaline granites are post-tectonic with respect to collision-related compressional deformation and during their emplacement, transpressional to transtensional and/or mildly extensional tectonism are dominant (Sylvester 1989). Moreover (Gaudemer *et al.* 1988) showed that the intrusions usually appeared to have suffered little deformation and are frequently associated with large diffuse extension transcurrent zones. The alignment of peralkaline plutons in the same direction of strike-slip shear zones suggests that the uplift and emplacement of magma is controlled by deep-seated fractures (Archanjo & Bouchez 1997).

Gravimetry added some important information respect to the geometry in subsurface of the intrusion, indicating the relatively little thickness of the granite body and the presence of two plutons displaying inverted drop shape (Dressel 2012). The granite orientation also tends to be in accordance with the extension field parallel to  $\sigma_1$  associated to sinistral transcurrent structures.

Based on the microstructures verified in thin section and in the EBSD results is possible to interpret the Cerne Granite fabric as largely magmatic. The solid state occurred locally in the borders as destrat mylonitic shear zones. This destrat deformation is probably related to the reactivation of the Lancinha Shear Zone after full granite magma crystallization. This is supported by the EBSD results as mentioned above and ages around  $534 \pm 16$  Ma (K-Ar) taken in the Lancinha Shear Zone (Faleiros *et al.* 2011) that coincide with ages of  $528 \pm 10$  Ma (K-Ar) in the Cerne's fault zone (Picanço 2000), which is a destrat component of the LSZ (Fiori 1992).

### 6.3.7 Conclusion

The Cerne Granite emplacement would have occurred in a tension gash position related to sinistral transcurrent tectonics, only in an extensional and local tectonic environment. Possibly in a post-colisional phase where the magma could have benefited from the structures generated by de ZCL for its uplift and emplacement in transtractive sites. The deep vertical structures, proposed in the former works, would have permitted the magma ascent, showing even if in a restrictive way, the influence of the contribution of mantellic sources.

Late-orogenic sinistral strike-slip shear zones developed in the Neoproterozoic would have controlled the emplacement of the Cerne Granite. Ascending magma in tension gash position would permit to create the room for the magma emplacement in local extensional conditions. This scenario is more likely to be adequate and explains the widespread presence of isotropic rocks in the granite massif.

AMS analyses provided essential results with respect to the internal fabrics and the emplacement mechanisms of the Cerne Granite. Considering the hypothesis that the intrusion emplaced in an extensional local regime, favored a new model of emplacement and consequently comprehend that the intrusion would not be related to a transpressive tectonics related to the LSZ, but conversely the uplift must have occurred in the final stages of the transcurrent system associated with a transtensive phase, where the destrat reactivation of the system would have been recorded mainly in the borders of the granite.

The integration of gravimetric data and the anisotropy of magnetic susceptibility favors the conclusion that the Cerne Granite is characterized by two magma bodies. Local changes in the magnetic fabric orientation observed near the limits of the two pulses could be explained by the change in the magmatic flow recorded by de magnetic lineation, because of the interference that these two bodies caused to each other. With the EBSD data combined with AMS and petrographic analyses it is possible to conclude that the granite fabrics, especially marked by the magnetic data, recorded the magmatic flow.

Considering the close time relationship between the emplacement of the Cerne Granite and late-orogenic steep and deep structures one could compare the studied granites with the late orogenic I-Caledonian type (*cf.* Pitcher 1988) whose emplacement is attributed to steep dip structures.

## Acknowledgments

The authors acknowledge financial support provided by University Federal do Paraná - UFPR for support with the infrastructure and Laboratories. We also would like to thank the staff from the *Laboratório de Anisotropias Magnéticas* and *e Magnetismo de Rochas* of the *Geociências Institut*, São Paulo University and from the *Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas* (IAG) São Paulo University. C.E.M. Barros is grateful to the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) by the research support (Grant 309625/2015-7).

## References

- Advanced Geosciences Instruments Company (AGICO). Disponível em <http://www.agico.com>. Accessed em: 20/02/2018.
- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of South América cratonicmargin, south of the Amazon River. In: Nirn, A.E.M., Stheli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Press, New York, pp. 411–446.
- Almeida, F.F.M.; Hasui Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**:1–21.
- Almeida, R.P.; Janikian, L.; Fragoso-Cesar, R.; Fambrini, G.L. 2010.The Ediacaran to Cambrian rift system of southeastern South America: tectonic implications. *J Geol* **118**:145–161.
- Aranguren, A.; Larrea, F.; Carracedo, M.; Cuevas, J.; Tubia, J.M. 1997. The Los Pedroches batholith (Southern Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites, in J.L.
- Archanjo, C.J, Trindade R.I.F, Bouchez, J.L, Ernesto M., 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonophysics* **21**(1).
- Archanjo, C.J. & Bouchez, J. L. 1997. Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite syenite Triunfo pluton, northeast Brazil *Journal of Structural Geology* **19** (6), 849-860.
- Archanjo, C.J. 2003. Anisotropia de suscetibilidade magnética aplicada às rochas ígneas máficas intrusivas. Tese de Livre docência. IGC -Universidade de São Paulo. São Paulo.
- Archanjo, C.J.; Bouchez, J.L.; Corsini, M.; Vauchez, A. 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike slip setting of NE Brazil (Paraíba State) *Journal of Structural Geology* **16** (3), 323-335.
- Archanjo, C.J.; Hollanda, M.H.B.M.; Rodrigues, S.W.O.; Brito Neves, B.B.; Armstrong, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* **30**, 310-326.
- Archanjo, C.J.; Launeau, P.; Hollanda, M.H.B.M.; Macedo, J.W.P.; Liu, D. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceara' state, northeastern Brazil). *Int J Earth Sci* **98**:1793–1807.
- ASC Scientific. 2016. Portable Rock Core Drills & Core Orienting Fixtures. Disponível em <http://www.ascscientific.com/drills.html>. Acessado em 23 de agosto, 2016.



- Barros, C.E.M.; Barbey, P.; Boullier, A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, 343:93-109.
- Bascou, J.; Raposo, M.I.B.; Vauchez, A.; Egydio-Silva, M. 2002. Titanohematite lattice-preferred orientation and magnetic anisotropy in high-temperature mylonites. *Earth and Planetary Science Letters* 198 (1–2), 77–92.
- Basei M. A. S.; Siga Junior, O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2): 216-221.
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A. P.; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294: 239-256.
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A.P.; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J.; de Brito Neves, B.B.; de Wit, M.J. (Eds.).
- Basei, M.A.S.; Siga Jr.; Sato, K.; Sproesser, W.M. 1995. A metodologia U–Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. CPGeo-USP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67 (2), 221–237.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr.O.; Kaulfuss, G.A.; Cordeiro, H.; Nutman, A.; Sato, K.; Cury, L.F.; Prazeres Filho, H.J.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M. 2003. Geochronology and Isotope Geology of Voturerava and Perau Mesoproterozoic Basins, Souther Ribeira Belt, Brazil. 4º South American Symposium On Isotope Geology-SSAGI, 4, Salvador, 2, pp. 501–504.
- Bigarella J.J. 1947. Estudos preliminares na série Açungui I – Brecha calcárea de Toquinhas. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2:41-61.
- Bigarella J.J.; Salamuni R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui, Estado do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, 29:3-19.
- Bigarella J.J.; Salamuni R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui, Estado do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, 29:3-19.
- Bigarella J.J.; Salamuni R.; Sobanski A.; Hartkopf C.C. 1955. Estudos preliminares da série Açungui. IV – Conglomerado do Cerne. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 10(10):245-251.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiçu. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, p. 11-179.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1956a. Estudos preliminares na Série Açungui. V. Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiçu (Estado do Paraná). *Dusenya*, Curitiba, 7(6):317-323.
- Bigarella, J.J.; Salamuni, R., 1958. Estudos preliminares na Série Açungui VIII: A Formação Votuverava. Instituto de História Natural, Geologia, Curitiba 2 6 pp.
- Borradaile G.J. & Henry B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sciences Rev* 42:49–93.
- Borradaile, G. J. & Jackson, M. 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10), 1519-1551.
- Borradaile, G.J. & Jackson, M. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martin-Hernandez F, Lünenburg C.M, Aubourg, C.,

- Jackson, M. (eds) *Magnetic fabric: methods and applications*. vol 238. Geological Society London, pp 299–360 (special publication).
- Bouchez, J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*, 95-112.
- Bouchez, J.L. 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris* 330, 1-14.
- Bouchez, J.L.; Gleizes, G.; Djouadi, T.; Rochette, P. 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites - the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184 (2), 157-171.
- Bouillin, J.P.; Bouchez, J.L.; Lespinasse, P.; Pecher, A. 1993. Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structures of Monte Capanne (Elba, Italy), *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 263-279.
- Brito Neves, B.B., 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. *Gondwana Research* 175–196.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155–166.
- Brito Neves, B.B.; Sá, J.M.; Nilson, A.A.; Botelho, N. 1995. A tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. *Geonomos, Minas Gerais* 3 (2), 1–21.
- Campanha, G. A. C.; Sadowski, G. R. 1999. Tectonics of southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, n. 98, p. 31-51.
- Campanha, G.A.C. 1991. Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. São Paulo. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo. 296 p, anexos.
- Campanha, G.A.C. 2002. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 105p.
- Campanha, G.A.C.; Sadowski, G.R.; 2002. Determinações da deformação finita em rochas Metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apiaí, SP. *Revista Brasileira de Geociências* **32**: 107–118.
- Castro, A. 1986. Structural pattern and ascent model in the central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *Journal of Structural Geology* 8, 633–645.
- Castro, L.G. de. 2007. Modelo gravimétrico-magnético do gráben de Paranaguá - PR. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- Chiodi Filho, C.; Moretzshon, J. S.; Santos, J. F. dos; Soares, P. C. 1987. Aspectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro Grande, Piedade e Varginha - Vale do Ribeira - Paraná. In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3. Balneário Camboriú. Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro De Geologia, v. 2, p. 515-542.
- Conte, T., Cavalcante, G.C.G., Lagoeiro, L.E., Silveira, C. S.R., Viegas, L.G.F., Altoé, R.T. 2017. Deformation Mechanisms and CPO Patterns of intensely recrystallized rocks: An Example from the Lancinha Shear Zone, Southern Brazil.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B.; D'Agrella, M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South América. *Gondwana Research* 6, 275–283.
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; D'Agrella-Filho, M.S.; Tindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research* 15, 396–407.

- Cruden, R.A.; Tobisch, O.T.; Launeau, P. 1999. Magnetic fabric evidence for conduit-fed emplacement of a tabular intrusion: Dinkey Creek Pluton, central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n. B5, p 10,511-10,530.
- Cureval 8. Thermomagnetic curves browser and analyzer for Windows, Version 8.0. Disponível em: <http://www.agico.com/software/cureval/download.php>.
- Cury, L. F. 2003. Geocronologia e Litogeoquímica dos Stocks Graníticos da Porção Sudeste da Faixa Apiaí, Estado do Paraná. 125 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Cury, L. F.; Kaulfuss, G. A.; Siga Junior, O.; Basei, M. A. S.; Harara, O. M. M.; Sato, K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geologia USP. Série Científica*, 2:95-108.
- Cury, L.F.; Siga JR., O.; Harara, O.M.M.; Prazeres Filho, H.J.; Basei, M.A.S. 2008. Aspectos tectônicos das intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-Cambriano Paranaense. Estudo baseado em datações  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  em micas. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, São Paulo, 8(1):87-104.
- Dehler, N.M.; Machado, R.; Fassbinder, E. 2007. Shear structures in the Serra do Azeite shear zone, southeastern Brazil: Transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira belt). *Journal of South American Earth Sciences*, 23:176–192.
- Dehler, N.M.; Machado, R.; Vasconcelos, C.S. 2000. Tectônica extensional oblíqua em uma área a sudoeste da cidade de Cajati, sul do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4):699-706.
- Dingley, D.J.; Babakishi, K.Z.; Randle, V. 1995. An Atlas of backscattering Kikuchi diffraction patterns. Institute of Physics Publishing, Bristol e Philadelphia, 135 pp.
- Dressel, C.B. 2012. Relações de Colocação, Deformação e Tipologia dos Granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, Leste do Paraná. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 120p.
- Dunlop, J.D. & Özdemir, Ö. 1997. Rock magnetism fundamentals and frontiers. Cambridge University press, 573p.
- Faleiros, F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Doctor of Science Thesis. Geosciences Institute, University of São Paulo, 306pp.
- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Bello, R.M.S.; Fuzikawa, K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193 e 214.
- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Martins, L.; Vlach, S.R.F.; Vasconcelos, P.M. 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Res.* 189, 263 e 291.
- Fassbinder, E. 1990. Análise Estrutural da Falha da Lancinha no Estado do Paraná. Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 165p. Instituto de Geociências, São Paulo.
- Fassbinder, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. 207 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- Fiori, A.P. 1985. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação de alguns granitos paranaenses. *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:31-40.
- Fiori, A.P. 1985a. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda?. *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:3-14.
- Fiori, A.P. 1985b. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação de alguns granitos paranaenses. *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:31-40.
- Fiori, A.P. 1990. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 261p.
- Fiori, A.P. 1992. O sistema de dobramento Apiaí, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 23:5-17.
- Fiori, A.P. 1994. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42:7-28.
- Gapais, D.; Barbarin, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics* 125, 357 e 370.
- Gaudemer, Y.; Jaupar, T. C.; Tapponnier, P. 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 89, p. 48-62.
- Gimenez Filho, A. 1993. Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste da Apiaí – SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 118p.
- Gonçalves, C.P.C., & Lagoeiro, L.E., 2009. U-stage and EBSD technique as complementary methods. *Rev. Bras. Geoc.*, 39 (1), 112-128.
- Guimarães, S.B., Reis Neto, J.M., Siqueira, R.B.L., 2002. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiirú (Proterozoico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande: Leste do Paraná. *Bol. Paraná. Geociências* 51, 77 e 88.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tassinari, C.C.G.; Almeida, J.; Tupinambá, M.; Siga Jr. O.; Trouw, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, London: Geological Society London, Special Publication, pp. 211–238.
- Hobbs, B.; Means, W.; Williams, P.F. 1976. *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, New York. 512 pp.
- Hough, P.V.C. 1962. A method and means for recognizing complex patterns. U. S. Patent 3 069 654.
- Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysics Survey*. 5:17-22.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining geology* 27, 293-305.
- Janasi, V. A.; Leite, R. J.; Van Schmus, W. R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 363-376.
- Jelínek, V. 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50 – 82.
- Jelínek, V. 1981. Characterization of magnetic fabric of a rock. *Tectonophysics*, 79, 563-567.
- Kaulfuss, G.A. 2001. *Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba-PR*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 115 f.



- Kilian, R. & Heilbronner, R. 2017. Texture analysis of experimentally deformed Black Hills Quartzite Solid Earth Discuss., <https://doi.org/10.5194/se-2017-44>, in review.
- Kim, Y.S.; Peacock, D.C.P.; Sanderson, D.J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 503-517.
- Kruckenberg, S.C.; Ferré, E.C.; Teyssier, C.; Vanderhaeghe, O.; Whitney, D.L.; Seaton, N. C.A.; Skord., J.A. 2010. Viscoplastic flow in migmatites deduced from fabric anisotropy: An example from the Naxos dome, Greece. *Journal of Geophysical Research*, vol. 115.
- Lagarde, J.L.; Omar, S.A.; Roddaz, B. 1990. Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: exemples from Late Carboniferous plutons, Marocco. *J Struct Geol* **12**(7):805–821.
- Lister, G.S. & Hobbs, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, **2**(3): 355-370.
- Lister, G.S. & Paterson, M.S. 1979. The simulation of fabric development during plastic deformation and it's application to quartzite: fabric transitions. *Journal of Structural Geology*, **1**(2): 99-115.
- Lowrie, W. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. 2ed. 347p.
- Machado, R.; Dehler, N.M.; Vasconcelos, P. 2007. 40Ar/39Ar ages (600-570 Ma) of the Serra do Azeite transtensional shear zone: evidence for syncontractional extension in the Cajati area, southern Ribeira belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(4): 713-723.
- Morales L.F.G.; Hinrichs R.; Fernandes D', A.L. 2007. A técnica de Difração de Elétrons Retro-Espalhados (EBSD) em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e sua Aplicação no Estudo de Rochas Deformadas. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS. *Revista Pesquisas em Geociências*, **34**(1):19-34.
- Morales, L. F. G. 2006. Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em muscovita-quartzo milonitos. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Morales, L. F. G.; Mainprice, D.; Law, R. D. 2011. Crystal fabric development and slip systems ins a quartz mylonite: An Approach via transmission electron microscopy and viscoplastic self-consistent modelling. *Microstructures, Mechanics and Anisotropy*. Geological Society, London, Special Publications, 360, 151–174.
- Olivier, P.; Archanjo, C.J. 1995. Magnetic and magmatic structures of the Emas granodioritic pluton (Cachoeirinha belt, NE Brazil): Relationships with Pan-African strike-slip fault systems. *Tectonophysics* **229**, 239-250.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H.; Tobisch, O.T. 1989. A review of crietria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, v. 11, n. 3, p. 349-363.
- Picanço, J. L. 2000. Composição isotópica e processos hidrotermais associados aos veios auríferos do maciço granítico Passa Três, Campo Largo, PR. 166 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Piekarz, G. F. 1981. Geologia e potencial econômico da Sequência Perau. Relatório Interno MINEROPAR. Curitiba, I vol, 6 mapas, 83 p.
- Pierin, A.R.H.; Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Romeiro, M.T.; Spisila, A.L. 2009. Análise Estrutural Multi-Escala na Porção Sudoeste do Sistema de Cisalhamento Lancinha, em Balsa Nova—PR. In: Simp Nac Est Tect 12. Ouro Preto, Brazil, 2009. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 12, International Symposium on Tectonics, 2009, Ouro Preto. Programa & Resumos SNET— 2009, vol 1, pp. 26–26.

- Pons, J.; Barbey, P.; Dupuis, D.; Legar, J.M. 1995. Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Gajuvenile continental crust: the Birimian of southwest Niger, Precamb. Res. 70,281- 301.
- Prazeres Filho, H. J. 2000. *Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná*. 2000. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 180 f.
- Prazeres Filho, H. J. 2005. *Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica Isotópica (Nd-Sr-Pb. Idades (ID-TIMS/SHRIMP) e O<sup>18</sup> em zircão*. PhD. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Prazeres Filho, H. J.; Harara, O. M. M.; Basei, M. A. S.; Passarelli, C. R.; Siga Junior, O. 2003. Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP. Série Científica* 3:51-70.
- Prazeres Filho, H.J. dos; Harara, O.M.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Siga JR., O. 2003b. Litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 3: 51-70.
- Prior, D.J.; Boyle, A.P.; Brenker, F.; Cheadle, M.C.; Day, A.; López, G.; Peruzzo, L.; Potts, G.J.; Reddy, S.; Spiess, R.; Timms, N.E.; Trimby, P.; Wheeler, J.; Zetterstrom, L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 84, 1741-1759.
- Putnis, A., 1992. *Introduction to Mineral Sciences*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Randle, V. 1992. *Microtexture Determination and its Applications*. The Institute of Materials, London.174 pp.
- Reis Neto, J.M.; Soares, P.C. 1987. Um estudo de caracterização termodinâmica de microestruturas dos grupos Açungui e Setuva (PR). In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Balneário Camboriú, Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, v. 1, p.147-165.
- Rouchette, P.; Jackson M., Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. *Review Geophysics*, vol. 30: 209-226.
- Salazar, C. A.; Archanjo, C. J.; Rodrigues, S. W. de O., Hollanda, M. H., Liu, D. 2013. Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil) *Int J Earth Sci*, 102:1563–158.
- Salazar, C.A.; Archanjo, C. J.; Babinski, M.; Liu, D. 2008. The magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaóca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 26:286–299.
- Schmid, S.M. & Casey, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: Hobbs B.E., Heard H.C. 1986. *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies*, Geophysical Monograph Series, 36: 263-286.
- Siga Jr O. 1995. *Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Siga Jr O.; Basei M.A.S.; Machlavelli, A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23:(3) 215-223.
- Siga Jr O.; Basei, M.A.S.; Nutman A.; Sato K.; MCreath, I.; Passarelli, C.R.; Liu D. 2011c. Extensional and Colisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern

- Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*, 11: p. 149-175.
- Siga Jr O.; Basei, M.A.S.; Nutman, A.; Sato, K.; McReath, I.; Passarelli, C.R.; Liu, D. 2011. Extensional and collisional magmatic records in the Apiaí terrane, South-Southeastern Brazil: integration of geochronological U-Pb ages. *Geologia USP serie científica* **11**(3):149–175.
- Siga Jr O.; Cury, L.F.; McReath, I.; Ribeiro, L.M.A. L.; Sato, K.; Basei M.A.S.; Passarelli, C.R. 2011a. Geology and Geochronology of the Betara Region in South-Southeastern Brazil: Evidence for Possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1,50-1.45 Ga) Extension Events. *Gondwana Research*, 19:260-274.
- Siga Jr O.; Weber, W.; Basei, M. A. S.; Sato, K.; Reis Neto, J. M. 2002. O Grupo Itaiacoca: Registro U-Pb (zircões) de uma Bacia Neoproterozóica. In: 41 Congr Bras Geol, 2002, João Pessoa - PB. Atas 41 Congresso Brasileiro Geol., v. 1. p. 510-510.
- Siga Junior O.; Basei, M.A.S.; Cury, L.F.; Sato, K.; Passarelli, C.R. 2008. U-Pb Geochronology of Mesoproterozoic and Neoproterozoic Sequences of Southern Apiaí Fold Belt, Paraná State – South Brazil. In: SSAGI, South American Symposium on Isotope Geology, 6, Atas, p. 1-4.
- Siga Junior O.; Basei, M.A.S.; Sato, K.; Passarelli, C.R.; Nutman, A.; McReath, I.; Prazeres Filho, H.J. 2011b. Calymmian (1.50-1.45Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences south-southeastern Brazil: Zircon ages and ND-SR isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:301-308.
- Silva, A.T.S.F.; Francisconi, O.; Godoy, A.M.; Battola Jr, F. 1981. Projeto Integração e Detalhe Geológico do Vale do Ribeira. Relatório Final, Integração Geológica, Convênio DNPM/CPRM, São Paulo.
- Silva, L.C.; Pedrosa Soares, A.C.; Teixeira, L.R.; Armstrong, R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo paleocontinent. *Gondwana Research* 13, 527–537.
- Silva, P.C.S.; Vasconcelos, C.V.S.; Yamato, A.A. 1998b. A cartografia do Complexo Atuba na Folha Curitiba (SG22-X-DJ). In: 40 Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p.10.
- Soares, P.C. 1987. Sequências Tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro oeste do escudo paranaense. Atas. III Simpósio Sul Brasileiro de Geologia. Curitiba, 2: p. 743-771.
- Soares, P.C.; Rostirolla, S.P. 1997. Tectônica de escape tardicolisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. In: SIMPÓSIO NACIONAL De ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997, Pirinópolis. Anais: SBG, 1997, p. 65-68.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *The Journal of Geology*, v. 97, p. 261-280.
- Tarling, D. H. & Hrouda, F. 1993. The magnetic anisotropy of rocks (Chapman and Hall, London), pp. 217.
- Tikoff, B. & Teyssier, C. 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem, *Geology* 20, 927-930.
- Trouw, R.J.A.; Heilbron, M.; Ribeiro, Pacciulo F.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Adreis, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Fo A, Campos DA (eds) *Tectonic Evolution of South América*, 31st international geological congress, Rio de Janeiro, pp 287–310.
- Trubac, J.; Zak, J.; Chlupacova, M.; Janousek, V. 2009. Magnetic fabric of the Ricany granite, Bohemian Massif: a record of helical magma flow? *J Volcanol Geotherm Res* 181:25–34.

- Tullis, J. & Tullis, T. 1972. Preferred orientation of quartz produced by mechanical Dauphine twinning: thermodynamics and axial experiments. *Am Geophys Union Geophys. Monogr.* 16:67-82.
- Tullis, J.; Christie, J.M.; Griggs, D.T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 297-314.
- Uyeda, S.; Fuller, M.D.; Belshé, J.C.; Girdle, R.W. 2003. Anisotropy of magnetic Susceptibility of rock and minerals. *Journ. Geoph. Res.* 68, 279.
- Vigneresse, J.L. & Bouchez, J.L. 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *J. Petrol.* 38, 1767–1776.
- Vigneresse, J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation, *Tectonophysics* 249, 173-186.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 7.1 Significado da trama magnética

A ASM fornece a forma e orientação do elipsoide magnético que melhor representa a trama magmática da intrusão (Archanjo 2009). A bem definida organização da trama magnética nos sítios fica representada pela variação da dispersão angular da elipse (Jelinek 1978), onde observa-se que 84% das foliações e 72% das lineações tem boa definição. Entretanto este resultado aponta que a foliação magnética no Granito do Cerne está melhor marcada e indica a tendência oblata da trama (Archanjo *et al.* 1994; Bouchez 1997). Entre outros mecanismos que explicam a oblicuidade da trama e a horizontalidade da foliação, no nível de erosão atual, pode-se mencionar a porção superior da câmara magmática ou cúpula do granito, como já mencionado (Olivier & Archanjo 1994).

A foliação magnética (K3) mostra um padrão concêntrico com mergulhos suaves sub-horizontais, em geral  $< 40^\circ$ , com exceção apenas do contato no extremo norte do granito onde a foliação tem mergulhos mais pronunciados. A organização da foliação no granito pode ser caracterizada como um arranjo concêntrico e interpretada como a possível cúpula da intrusão. A expansão radial do magma no local de sua colocação contribui para a formação de tramas do tipo “casca de cebola” (Ramsay 1989; Molyneux & Hutton 2000; Johnson *et al.* 2003). Este tipo de trama tem sido descrito em intrusões localizadas especialmente na crosta superior onde o campo de tensão regional é relativamente fraco (Lagarde *et al.* 1990; Johnson *et al.* 2003; Trubac *et al.* 2009; Archanjo *et al.* 2009; Oliveira *et al.* 2010; Salazar *et al.* 2008; Salazar *et al.* 2013).

A trama tipo “casca de cebola” sugere que sua formação tenha ocorrido tardiamente à colocação devido a interações internas do magma, o rápido resfriamento e alta viscosidade mostram movimentos diferenciais limitados do líquido magmático em relação à fração sólida (Vigneresse & Bouchez 1997). Este cenário é mais provável num local de gradiente com forte contraste de temperatura e viscosidade entre o magma e a encaixante, o que pode ser uma das razões pela qual este tipo de trama fica preservado em plútons relativamente rasos (Patterson *et al.* 1998).

A partir dos dados gravimétricos e da trajetória da foliação concêntrica (Figura 7-1), foi possível confirmar que a trama magnética caracteriza dois pulsos magmáticos. Geralmente é esperado que se formem num intervalo de tempo relativamente curto, depois da ascensão e justaposição dos pulsos magmáticos, mas antes da cristalização final (Patterson *et al.* 1998).



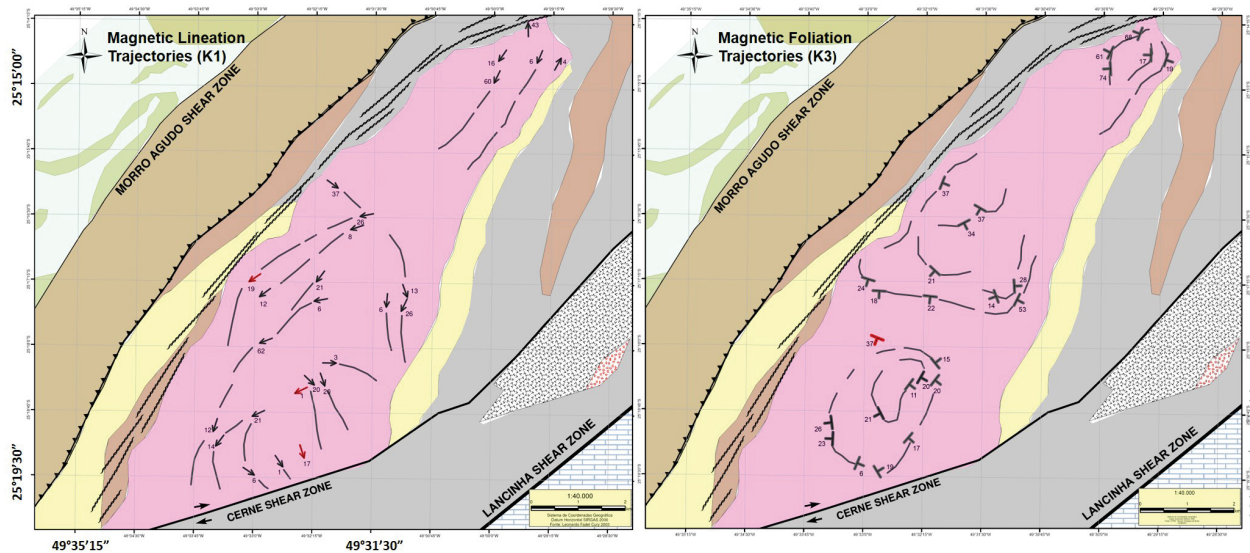


Figura 7-1 Mapas de Trajetórias de Foliação e Lineação magnéticas do Granito de Cerne.

A lineação magnética ( $K_1$ ) corresponde à direção principal de alongamento num corpo magmático. Esta lineação pode resultar de processos ligados à colocação do magma, como dinâmica da câmara, deformação regional ou a combinação dos dois (Paterson *et al.* 1998; McNulty *et al.* 2000; Benn *et al.* 2001; Neves *et al.* 1996, 2003). A lineação magnética no Granito do Cerne mostra mergulhos sub-horizontais e apresenta duas direções principais, uma NE-SW concordante com o eixo longo da intrusão, e outra com direção NW-SE, ocorrendo na porção central do corpo até o sul (Figura 7-1). Como a direção NW-SE da lineação coincide com a distribuição do padrão da foliação, é possível que durante a ascensão do plúton a trama da cúpula (onde se desenvolve o arranjo concêntrico) possa ter “fluído” para direções divergentes, pela interferência entre os dois plútons que compõem o Granito do Cerne.

A direção principal NE-SW da lineação, no atual nível de erosão, sugere que o magma tenha migrado a partir de NE, entretanto, nenhuma zona de ascensão do magma foi marcada por lineações verticalizadas, que seriam representativas de condutos alimentadores (Vigneresse & Bouchez 1997; Archanjo *et al.* 1998).

O grau de anisotropia ( $P$ ) da ASM mostra que as maiores intensidades estão no norte do granito e dispersos pela intrusão. Esta variação de  $K$  se evidencia no gráfico  $P$ - $K$ , onde se nota a dependência não linear entre estes parâmetros, que são típicos em rochas ígneas com magnetita (Rochette *et al.* 1992; Borradaile & Henry 1997). A dependência de  $P$  e  $K$  nos sítios em geral estão controlados pela composição e abundância de magnetita, e pela relativa orientação preferencial da magnetita (Cruden *et al.* 1999).

No norte do granito onde, as intensidades maiores para  $P$  pode ser atribuída à deformação milonítica. Cury (2003) ao estudar o Granito do Cerne observou feições de foliação milonítica com cinemática destal em lâmina delgada.

As microestruturas encontradas nas lâminas delgadas do granito podem ser consideradas predominantemente magmáticas. A presença de extinção ondulante, subgrãos e novos grãos de quartzo indica que a deformação deve ter ocorrido no estado sólido. Microestruturas como deformação mecânica na geminação do plagioclásio, *kinks* em biotita e extinção ondulante no quartzo sugerem que a deformação ocorreu após a cristalização do magma.

Os resultados do EBSD mostram uma típica orientação magmática pela orientação dos polos (010) do K-feldspato, além dos polos (001) que também tendem a se orientar ao longo do plano de fluxo magmático (Boudier *et al.* 1996). Os polos (001) da biotita se orientam paralelamente aos polos (010) do K-feldspato e do plagioclásio, colaborando a hipótese de fluxo magmático. No caso das OCP do quartzo o que se nota é uma deformação cristal plástica, com ativação dos sistemas de deslizamento romboédricos  $\{r\}$ ,  $\{\pi\}$  e  $\{\pi'\}$  na direção  $\langle a \rangle$  (Kilian & Heilbronner 2017; Morales *et al.* 2011). Esta orientação preferencial indica que a deformação provavelmente ocorreu após a cristalização do granito em condições de fácies xisto verde a anfibolito, de modo compatível com a ativação do sistema romboédrico  $\langle a \rangle$  (Schmid & Casey 1986).

As microestruturas relacionadas à deformação intracristalina, observadas tanto nas lâminas delgadas quanto nos resultados das análises de EBSD, sugerem que o granito pode ter sido deformado nos estágios finais da colocação do magma. Entretanto, é mais provável que a deformação tenha ocorrido após a cristalização do corpo, como indicado pela ativação do sistema romboédrico  $\langle a \rangle$  na CPO do quartzo. Estas características sugerem temperaturas de facie xisto verde até localmente anfibolito. Entretanto não foi possível concluir o que causou a deformação no estado sólido, baseado apenas nestas duas amostras.

No Granito do Cerne o sinal da susceptibilidade magnética se reflete nos cristais de magnetita, portanto os eixos da ASM foram correlacionados apenas com os eixos cristalográficos da biotita a partir dos dados de EBSD. Esta comparação apresentou uma boa correlação dos eixos preferencias da magnetita sendo paralelos às faces dos cristais de biotita, cuja associação pode ser observada nas lâminas delgadas.

## 7.2 Cronologia da Colocação do Granito

A forma elíptica e concordante do Granito do Cerne com as estruturas transcorrentes foi atribuída a uma fase de deformação em regime dúctil de tectônica compressiva e sincrônica à Zona de Cisalhamento Lancinha (Fiori 1985b). Naquele momento o autor considerou que o granito teria se colocado ao longo da charneira de uma dobra antiforme. Neste modelo o magma teria se aproveitado do espaço decorrente da charneira da dobra. Contudo, recentes estudos detalhados de EBSD vem demonstrando uma cinemática sinistral para a zona de cisalhamento Lancinha (Conte *et al.* 2017) e a zona de cisalhamento próximas como a de Putunã (Faleiros *et al.* 2011).

A ausência de deformação sinmagmática pervasiva, exclui a hipótese de colocação do Granito do Cerne no eixo de uma dobra. Considerando a cinemática sinistral par a ZCL um novo modelo de colocação pode ser vislumbrado. A posição do granito em ralação às estruturas transcorrentes e a trama predominantemente isotrópica é mais compatível com uma colocação em posição de tension gashes, onde a componente principal do regime tectônico,  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  são horizontais, seguindo-se o modelo de Anderson (1951).

Quando comparadas as idades de cristalização (U-Pb) do Granito do Cerne de  $563 \pm 34$  Ma até  $569 \pm 31$  Ma (Cury 2003; Prazeres Filho 2000) com as idades datadas (Ar-Ar) de 555 Ma da fase dúctil da ZCL (Faleiros *et al.* 2011) é possível confirmar a sincronidade entre a granitogênese e a tectônica transcorrente.

Tendo em vista a trama magnética do Granito do Cerne, onde a foliação magnética ( $K_3$ ) apresenta tendência concêntrica, com mergulhos suaves representando a possível cúpula da intrusão é bem provável que a colocação do granito tenha

ocorrido num ambiente localmente extensional. Adicionalmente, a ASM predominantemente planar ( $T \geq 0$ ) associada a foliações magnéticas concêntricas do topo da intrusão sugerem que o esforço regional era pouco intenso durante a fase de colocação em um cenário de deformação transtensional (Bouchez *et al.* 1997). Estas características já foram previamente estudadas em outros granitos (Archanjo *et al.* 2009; Salazar *et al.* 2013). Neste cenário as estruturas do tipo *tension gashes* poderiam se formar durante a atuação das zonas de cisalhamento transcorrente (Castro 1986; Castro 1987; Tikoff & Teyssier 1992; Bouillin *et al.* 1993; Vigneresse 1995; Arangurem *et al.* 1997; Kim *et al.* 2004).

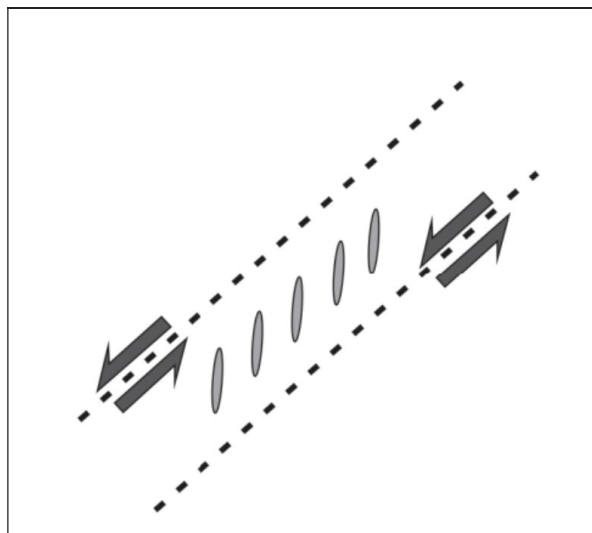


Figura 7-2 Estruturas em posição de *tension gashes* capazes de gerar o espaço para a ascensão e colocação do magma num contexto de zonas de cisalhamento transcorrente. (Extraído de Dressel 2012 e adaptado de Kim *et al.* 2004).

Exemplos de outros granitos com colocação semelhante são o Granito Dolbel do Paleoproterozoico no Cráton Oeste Africano (Pons *et al.* 1995), a porção norte do Complexo Estrela na Província do Carajás (Barros *et al.* 2001) e o Granito Cabeza de Araya na região de Extremadura (Vigneresse & Bouchez 1997).

Vale ressaltar que os granitos alcalinos são considerados pós-tectônicos em relação à fase de compressão da colisão e durante sua colocação o regime tectônico dominante pode ser transpressional a transtensional e ou fracamente extensional (Sylvester 1989). Gaudemer *et al.* (1988) mostram que as intrusões normalmente sofrem fraca deformação, e estão frequentemente associadas a amplas zonas de extensão e zonas transcorrentes. O alinhamento de plútons peralcalinos na mesma direção de zonas transcorrentes sugere que a ascensão e alojamento do magma está controlado por fraturas profundas (Archanjo & Bouchez 1997).

A gravimetria adicionou informações importantes com relação à geometria do granito em subsuperfície, indicando que a espessura do granito é relativamente pequena e evidenciando dois plútons com formato de “gota invertida” (Dressel 2012). A orientação do corpo granítico também parece concordar com o campo de extensão, posicionando-se paralelamente a  $\sigma_1$  associado às estruturas transcorrentes sinistrais.

Baseado nas microestruturas verificadas em lâminas delgadas e nos resultados das análises de EBSD é possível confirmar que as tramas do Granito do Cerne são magmáticas. As feições de deformação no estado sólido ocorrem de forma localizada nas bordas do granito como bandas miloníticas destrais. Essa deformação destal está provavelmente relacionada à reativação da Zona de Cisalhamento Lanchinha, posterior à cristalização do magma. Esta dedução está apoiada pela datação mencionada

anteriormente com idades de  $534 \pm 16$  Ma (K- Ar) na Zona de Cisalhamento Lancinha e que coincidem com as idades de  $528 \pm 10$  Ma (K-Ar) na Falha do Cerne (Picanço 2000), que é uma componente destrai da Zona de Cisalhamento Lancinha (Fiori 1992).

## 8 CONCLUSÕES

O alojamento do Granito do Cerne teria ocorrido em posição de fraturas do tipo T (*tension gashes*) relacionadas à movimentação transpressiva sinistral da ZCL, porém num contexto tectônico localmente extensional. Possivelmente numa fase de alívio pós-colisional, onde o magma, poderia ter-se beneficiado das estruturas geradas pela ZCL para sua ascensão e colocação em sítios transtrativos. As estruturas verticais profundas, propostas em trabalhos anteriores, teriam permitido a ascensão de magmas, alguns dos quais podendo mostrar, ainda que de modo restrito, a influência de fontes com alguma contribuição mantélica.

As análises de ASM forneceram resultados imprescindíveis com relação a trama interna e os mecanismos de colocação do Granito do Cerne. Sabendo que a intrusão se alojou num momento de regime extensional favoreceu um novo modelo de colocação.

A integração de dados gravimétricos com dados de anisotropia de suscetibilidade magnética permite concluir que o Granito do Cerne é constituído de dois domínios (plútons). Mudanças locais das orientações das tramas magnéticas observadas próximo aos limites dos dois plútons poderiam ser explicadas pela mudança de fluxo magmático em resposta à interferência que estes dois corpos provocaram entre si. Dados de EBSD integrados com as informações de ASM e dados petrográficos permitem concluir que as tramas do granito, sobretudo marcadas pelos dados magnéticos, registraram o fluxo magmático na intrusão.

Em termos de relação entre o magmatismo granítico e a tectônica regional, o Granito do Cerne se compara aos corpos do tipo I-Caledoniano, os quais se alojam normalmente ao longo de estruturas verticais tardi-orogênicas.



## REFERÊNCIAS

- Advanced Geosciences Instruments Company (AGICO). Disponível em <http://www.agico.com>. Acessado em: 20/02/2018.
- Almeida, F.F.M.; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of South América cratonicmargin, south of the Amazon River. In: Nirn, A.E.M., Stheli, F.G. (Eds.), The Ocean Basins and Margins. Plenum Press, New York, pp. 411–446.
- Almeida, F.F.M.; Hasui Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A.1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**:1–21.
- Almeida, R.P.; Janikian, L.; Fragoso-Cesar, R.; Fambrini, G.L. 2010.The Ediacaran to Cambrian rift system of southeastern South America: tectonic implications. *J Geol* **118**:145–161.
- Aranguren, A.; Larrea, F.; Carracedo, M.; Cuevas, J.; Tubia, J.M. 1997. The Los Pedroches batholith (Southern Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites, in J.L.
- Archanjo, C.J, Trindade R.I.F, Bouchez, J.L, Ernesto M., 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonophysics* 21(1).
- Archanjo, C.J. & Bouchez, J. L. 1997. Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite syenite Triunfo pluton, northeast Brazil *Journal of Structural Geology* 19 (6), 849-860.
- Archanjo, C.J. 2003. Anisotropia de suscetibilidade magnética aplicada às rochas ígneas máficas intrusivas. Tese de Livre docência. IGC -Universidade de São Paulo. São Paulo.
- Archanjo, C.J.; Bouchez, J.L.; Corsini, M.; Vauchez, A. 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike slip setting of NE Brazil (Paraiba State) *Journal of Structural Geology* 16 (3), 323-335.
- Archanjo, C.J.; Hollanda, M.H.B.M.; Rodrigues, S.W.O.; Brito Neves, B.B.; Armstrong, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30, 310-326.
- Archanjo, C.J.; Launeau, P.; Hollanda, M.H.B.M.; Macedo, J.W.P.; Liu, D. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). *Int J Earth Sci* **98**:1793–1807.
- ASC Scientific. 2016. Portable Rock Core Drills & Core Orienting Fixtures. Disponível em <http://www.ascscientific.com/drills.html>. Acessado em: 23/08/2016.
- Barros, C.E.M.; Barbey, P.; Boullier, A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type

- Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, 343:93-109.
- Bascou, J.; Raposo, M.I.B.; Vauchez, A.; Egydio-Silva, M. 2002. Titanohematite lattice-preferred orientation and magnetic anisotropy in high-temperature mylonites. *Earth and Planetary Science Letters* 198 (1–2), 77–92.
- Basei M. A. S.; Siga Junior, O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2): 216-221.
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A. P.; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294: 239-256.
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A.P.; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J.; de Brito Neves, B.B.; de Wit, M.J. (Eds.).
- Basei, M.A.S.; Siga Jr.; Sato, K.; Sproesser, W.M. 1995. A metodologia U–Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. CPGeo-USP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67 (2), 221–237.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr.O.; Kaulfuss, G.A.; Cordeiro, H.; Nutman, A.; Sato, K.; Cury, L.F.; Prazeres Filho, H.J.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M. 2003. Geochronology and Isotope Geology of Voturerava and Perau Mesoproterozoic Basins, Souther Ribeira Belt, Brazil. 4º South American Symposium On Isotope Geology-SSAGI, 4, Salvador, 2, pp. 501–504.
- Bigarella J.J. 1947. Estudos preliminares na série Açungui I – Brecha calcárea de Toquinhas. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2:41-61.
- Bigarella J.J.; Salamuni R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui, Estado do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, 29:3-19.
- Bigarella J.J.; Salamuni R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui, Estado do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, 29:3-19.
- Bigarella J.J.; Salamuni R.; Sobanski A.; Hartkopf C.C. 1955. Estudos preliminares da série Açungui. IV – Conglomerado do Cerne. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 10(10):245-251.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiçu. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, p. 11-179.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1956a. Estudos preliminares na Série Açungui. V. Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiçu (Estado do Paraná). *Dusenya*, Curitiba, 7(6):317-323.

- Bigarella, J.J.; Salamuni, R., 1958. Estudos preliminares na Série Açungui VIII: A Formação Votuverava. Instituto de História Natural, Geologia, Curitiba 2 6 pp.
- Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H.; Baars, F.J.; Delgado, I.M.; Abram, M.B. Neto. R.L.; Matos, G.M.M.; Santos, J.O.S. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapas na escala 1:2.500.000 [4 CD-ROM] Serviço Geológico do Brasil, Brasília.
- Borradaile G.J. & Henry B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sciences Rev* 42:49–93.
- Borradaile, G. J. & Jackson, M. 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10), 1519-1551.
- Borradaile, G.J. & Jackson, M. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martin-Hernandez F, Lünenburg C.M, Aubourg, C., Jackson, M. (eds) *Magnetic fabric: methods and applications*. vol 238. Geological Society London, pp 299–360 (special publication).
- Bouchez, J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*, 95-112.
- Bouchez, J.L. 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris* 330, 1-14.
- Bouchez, J.L.; Gleizes, G.; Djouadi, T.; Rochette, P. 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites - the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184 (2), 157-171.
- Bouillin, J.P.; Bouchez, J.L.; Lespinasse, P.; Pecher, A. 1993. Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structures of Monte Capanne (Elba, Italy), *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 263-279.
- Brito Neves, B.B., 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. *Gondwana Research* 175–196.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155–166.
- Brito Neves, B.B.; Sá, J.M.; Nilson, A.A.; Botelho, N. 1995. A tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos, Minas Gerais* 3 (2), 1–21.
- Campanha, G. A. C.; Sadowski, G. R. 1999. Tectonics of southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, n. 98, p. 31-51.
- Campanha, G.A.C. 1991. Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. São Paulo. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo. 296 p, anexos.

- Campanha, G.A.C. 2002. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 105p.
- Campanha, G.A.C.; Sadowski, G.R.; 2002. Determinações da deformação finita em rochas Metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apiaí, SP. *Revista Brasileira de Geociências* **32**: 107–118.
- Castro, A. 1986. Structural pattern and ascent model in the central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *Journal of Structural Geology* **8**, 633–645.
- Castro, L.G. de. 2007. Modelo gravimétrico-magnético do gráben de Paranaguá - PR. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- Cavalcante, G.C.G. 2013. Evolução Tectônica e reologia de uma crosta orogênica quente: O caso do Anatexito Carlos Chagas, Faixa Araçuaí (Leste do Brasil). Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 114 pp.
- Chiodi Filho, C.; Moretzshon, J. S.; Santos, J. F. dos; Soares, P. C. 1987. Aspectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro Grande, Piedade e Varginha - Vale do Ribeira - Paraná. In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Balneário Camboriú. Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro De Geologia, v. 2, p. 515-542.
- Conte, T.; Cavalcante, G.C.G.; Lagoeiro, L.E.; Silveira, C. S.R.; Viegas, L.G.F.; Altoé, R.T. 2017. Deformation Mechanisms and CPO Patterns of intensely recrystallized rocks: An Example from the Lancinha Shear Zone, Southern Brazil.
- Cruden, R.A.; Tobisch, O.T.; Launeau, P. 1999. Magnetic fabric evidence for conduit-fed emplacement of a tabular intrusion: Dinkey Creek Pluton, central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n. B5, p 10,511-10,530.
- Cureval 8. 2018. Thermomagnetic curves browser and analyzer for Windows, Version 8.0. Disponível em: <http://www.agico.com/software/cureval/download.php>.
- Cury, L. F. 2003. Geocronologia e Litogeoquímica dos Stocks Graníticos da Porção Sudeste da Faixa Apiaí, Estado do Paraná. 2003. 125 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Cury, L. F.; Kaulfuss, G. A.; Siga Junior, O.; Basei, M. A. S.; Harara, O. M. M.; Sato, K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geologia USP. Série Científica*, 2: 95-108.
- Cury, L.F.; Siga JR., O.; Harara, O.M.M.; Prazeres Filho, H.J.; Basei, M.A.S. 2008. Aspectos tectônicos das intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-Cambriano Paranaense. Estudo baseado em datações  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  em micas. *Revista do Instituto de Geociências - USP, São Paulo*, 8(1):87-104.



- Dehler, N.M.; Machado, R.; Fassbinder, E. 2007. Shear structures in the Serra do Azeite shear zone, southeastern Brazil: Transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira belt). *Journal of South American Earth Sciences*, 23:176–192.
- Dehler, N.M.; Machado, R.; Vasconcelos, C.S. 2000. Tectônica extensional oblíqua em uma área a sudoeste da cidade de Cajati, sul do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4): 699-706.
- Dingley, D.J.; Babakishi K.Z.; Randle V. 1995. An Atlas of backscattering Kikuchi diffraction patterns. Institute of Physics Publishing, Bristol and Philadelphia, 135 pp.
- Dressel, C.B. 2012. Relações de Colocação, Deformação e Tipologia dos Granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, Leste do Paraná. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 120p.
- Dubey, A.K. 2014. Understanding an Orogenic Belt. Structural evolution of the Himalaya. Springer Geology, Springer International Publishing Switzerland, 401 pp.
- Dunlop, J.D. & Özdemir, Ö. 1997. Rock magnetism fundamentals and frontiers. Cambridge University press, 573p.
- Faleiros, F.M. & Campanha, G.A.C. 2004. Petrografia e microestruturas de tectonitos da Zona de Cisalhamento Ribeira, Vale do Ribeira, SP e PR: Implicações para o zoneamento metamórfico e estrutural do Supergrupo Açungui e unidades correlatas. *Revista Brasileira de Geociências* 34(3): 419-430.
- Faleiros, F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Doctor of Science Thesis. Geosciences Institute, University of São Paulo, 306pp.
- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Bello, R.M.S.; Fuzikawa, K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193 e 214.
- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Martins, L., Vlach, S.R.F.; Vasconcelos, P.M. 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Res.* 189, 263 e 291.
- Fassbinder, E. 1990. Análise Estrutural da Falha da Lancinha no Estado do Paraná. Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 165p. Instituto de Geociências, São Paulo.
- Fassbinder, E.; Sadowski, G.R.; Fiori, A.P. 1994. Modelo de Riedel aplicado no Lineamento Lancinha, no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42:173-184.

- Fassbinder, E.A. 1996. Unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. 207 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Fiori, A.P. 1985. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação de alguns granitos paranaenses. *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:31-40.
- Fiori, A.P. 1985a. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda?. *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:3-14.
- Fiori, A.P. 1985b. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação de alguns granitos paranaenses. *Boletim Paranaense de Geociências*, 36:31-40.
- Fiori, A.P. 1990. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 261p.
- Fiori, A.P. 1992. O sistema de dobramento Apiaí, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 23:5-17.
- Fiori, A.P. 1994. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, 42:7-28.
- Fiori, A.P.; Fassbinder, E.; Góis, J.R.; Fumagalli, C.E. 1987a. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário Camboriú. Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, v. 1., p. 183-196.
- Fiori, A.P.; Fumagalli, C.E.; Góis, J.R. de; Salamuni, E. 1987b. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco – Bocaiúva do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário Camboriú, Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, v. 1, p. 281-301.
- Fiori, A.P.; Salamuni, E.; Fassbinder, E. 1987c. Geologia da região de Bateias – Bocaiúva do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário Camboriú, Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, v. 2. p. 773-787.
- Fuck, R. A.; Marini, O. J.; Trein, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. 23-25:183-221.
- Gaudemer, Y.; Jaupar, T. C.; Tapponnier, P. 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts: Earth Planet. Sci. Letters, v. 89, p. 48-62.
- Gimenez Filho, A. 1993. Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste da Apiaí – SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 118p.
- Gimenez Filho, A.G.; Janasi, V.A.; Campanha, G.A.C.; Teixeira, W.; Trevizoli, J.R., L.E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the Eastern portion of the

- Três Córregos Batolith Ribeira Fold Belt, São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 45-50.
- Girdler, R.W. 1961. Some Preliminary Measurements of Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 5:34-44.
- Gleason, G.C.; Tullis, J.; Heidelbach, F. 1993. The role of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 15: 1145-1168.
- Gonçalves, C.P.C. & Lagoeiro, L.E. 2009. U-stage and EBSD technique as complementary methods. *Revista Brasileira de Geociências*, **39** (1), 112-128.
- Goodman, S. 1993. Survival of zincian staurolite to upper amphibolite facies metamorphic grade. *Mineralogical Magazine*, 57: 736-739.
- Guillet, P.; Bouchez, J.L.; Wagner, J.J. 1983. Anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic structures in the Guerandé granite massif (France), *Tectonics* 2(5), 419-429.
- Guimarães, S.B.; Reis Neto, J.M.; Siqueira, R.B.L. 2002. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiru (Proterozóico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande – Leste do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 51: 77-88.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-262.
- Heilbron, M.; Mohriak, W.; Valeriano, C.M.; Milani, E.; Almeida, J.C.H.; Tupinamba, M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: TALWANI, M. & MOHRIAK, W. (eds) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, *Geophysical Monographs*, 115, 1–34.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M. da C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.; Janasi, V.C. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, et al. (Eds.), *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 203-234.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tassinari, C.C.G.; Almeida, J.; Tupinambá, M.; Siga Jr O.; Trouw, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, London: Geological Society London, *Special Publication*, pp. 211–238.
- Hirth, G.; and Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14: 145-159.
- Hough, P.V.C. 1962. A method and means for recognizing complex patterns. U.S. Patent 3 069 654.
- Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysics Survey*. 5:17-22.

- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 1983. Carta Topográfica Ponta Grossa. SG.22-X-C. Regiões Sul e Sudeste do Brasil, na escala 1:250.000.
- Instituto de Geociências da USP (IGC). 2016. Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rochas. Disponível em <http://www.igc.usp.br/index.php?id=207>. Acessado em: 26/08/2016.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining geology* 27, 293-305.
- Janasi, V. A.; Leite, R. J.; Van Schmus, W. R. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 363-376.
- Jelínek, V. 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50 – 82.
- Jelínek, V. 1981. Characterization of magnetic fabric of a rock. *Tectonophysics*, 79, 563-567.
- Jelínek, V., 1977. The Statistical Theory of Measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks and its Applications, 88 pp, Geofysika, Brno.
- Johnson, S.E.; Fletcher, J.M.; Fanning, C.M.; Vernon, R.H.; Paterson, S.R.; Tate, M.C. 2003. Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *J Struct Geol* 25:1933–1957.
- Kaulfuss, G.A. 2001. *Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba-PR*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 115 f.
- Kilian, R. & Heilbronner, R. 2017. Texture analysis of experimentally deformed Black Hills Quartzite Solid Earth Discuss., 44, in review.
- Kim, Y.S.; Peacock, D.C.P.; Sanderson, D.J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 503-517.
- Kruckenberg, S.C.; Ferré, E.C.; Teyssier, C.; Vanderhaeghe, O.; Whitney, D.L.; Seaton, N. C.A., and Skord., J.A. 2010. Viscoplastic flow in migmatites deduced from fabric anisotropy: An example from the Naxos dome, Greece. *Journal of Geophysical Research*, vol. 115.
- Lagarde, J.L; Omar, S.A.; Roddaz, B. 1990. Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: exemples from Late Carboniferous plutons, Marocco. *J Struct Geol* 12(7):805–821.
- Lister, G.S. & Hobbs B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, 2(3): 355-370.



- Lister, G.S. & Paterson, M.S. 1979. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. *Journal of Structural Geology*, 1(2): 99-115.
- Lowrie, W. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. 2ed. 347p.
- Maack, R. 1947. Breves Notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.*, 2:63-154.
- Machado, R.; Dehler, N.M.; Vasconcelos, P. 2007.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages (600-570 Ma) of the Serra do Azeite transtensional shear zone: evidence for syncontractional extension in the Cajati area, southern Ribeira belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(4): 713-723.
- Mainprice, D. 2005. Apresentação. Université Montpellier II, France.
- Mariani, E.; Prior, D.J.; McNamara, D.; Pearce, M.A.; Seaton, N.; Seward, G.; Tatham, D.; Wheeler, J. 2008. Electron backscatter diffraction (EBSD) in the SEM: applications to microstructures in minerals and rocks and recent technological advancements. *Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía*, 5: 7-19.
- Molyneux, S.J.; Hutton, D.H.W. 2000. Evidence for significant granite space creation by balloning mechanism: the example of the Ardara pluton, Ireland. *Geol Soc Am Bull* 112(10):1543–1558.
- Morales, L. F. G. 2006. Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em muscovita-quartzo milonitos. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Morales, L. F. G.; Mainprice, D.; Law, R. D. 2011. Crystal fabric development and slip systems in a quartz mylonite: An Approach via transmission electron microscopy and viscoplastic self-consistent modelling. *Microstructures, Mechanics and Anisotropy*. Geological Society, London, Special Publications, 360, 151–174.
- Morales, L.F.G.; Hinrichs R.; Fernandes D'. A.L. 2007. A técnica de Difração de Elétrons Retro-Espalhados (EBSD) em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e sua Aplicação no Estudo de Rochas Deformadas. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS. *Revista Pesquisas em Geociências*, 34(1):19-34.
- Muratori, A. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 21, p.1-28.
- Nédélec, A. & Bouchez, J.L. 2011. *Pétrologie des Granites, Structure – Cadre Géologique*. Société Géologique de France, Paris. 306pg.
- Nye, F.J. 1957. *Physical properties of crystals*. Oxford University Press, New York.
- O'Reilly, W., 1989. Magnetic properties of minerals, in *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, edited by D. Jones (Van Nostrand Reinhold Company, New York), 721-730.
- Okudaira, T.; Takeshita, T.; Hara, I.; Ando, J. 1995. A new estimate of the conditions for transition from basal  $\langle a \rangle$  to prism  $[c]$  slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, 250: 1-46.

- Oliveira, D.C.; Neves, S.P.; Trindade, R.I.F.; Dall' Agnol, R.; Mariano, G.; Correia, P.B. 2010. Magnetic anisotropy of the Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): implications for the emplacement of A-type plutons. *Tectonophysics* 493:27–41.
- Olivier, P. & Archanjo, C.J. 1995. Magnetic and magmatic structures of the Emas granodioritic pluton (Cachoeirinha belt, NE Brazil): Relationships with Pan-African strike-slip fault systems. *Tectonophysics* 229, 239-250.
- Owens, W.H. & Rutter, E.H. 1978. The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock. *Phys. Earth. Planet.Ints.* 16, 215-222.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin. 2nd edition. 366 pp.
- Passchier, C.W.; Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 1st edition.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H.; Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, v. 11, n. 3, p. 349-363.
- Picanço, J. L. 2000. Composição isotópica e processos hidrotermais associados aos veios auríferos do maciço granítico Passa Três, Campo Largo, PR. 166 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Piekarz, G.F. 1981. Geologia e potencial econômico da Sequência Perau. Relatório Interno MINEROPAR. Curitiba, 1 vol, 6 mapas, 83 p.
- Pierin, A.R.H.; Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Romeiro, M.T.; Spisila, A.L. 2009. Análise Estrutural Multi-Escala na Porção Sudoeste do Sistema de Cisalhamento Lancinha, em Balsa Nova—PR. In: Simp Nac Est Tect 12. Ouro Preto, Brazil, 2009. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 12, International Symposium on Tectonics, 2009, Ouro Preto. Programa & Resumos SNET— 2009, vol 1, pp. 26–26.
- Pons, J.; Barbey, P.; Dupuis, D.; Legar, J.M. 1995. Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwest Niger, *Precamb. Res.* 70,281- 301.
- Prazeres Filho, H. J. 2000. *Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná*. 2000. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 180 f.
- Prazeres Filho, H. J. 2005. *Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR–SP): Geoquímica Isotópica (Nd–Sr–Pb. Idades (ID-TIMS/SHRIMP) e O<sup>18</sup> em zircão*. PhD. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Prazeres Filho, H. J.; Harara, O. M. M.; Basei, M. A. S.; Passarelli, C. R.; Siga Junior, O. 2003. Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das

- rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP. Série Científica* 3:51-70.
- Prazeres Filho, H.J. dos; Harara, O.M.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Siga JR., O. 2003b. Litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 3: 51-70.
- Prior, D.J.; Boyle, A.P.; Brenker, F.; Cheadle, M.C.; Day, A.; López, G.; Peruzzo, L.; Potts, G.J.; Reddy, S.; Spiess, R.; Timms, N.E.; Trimby, P.; Wheeler, J.; Zetterstrom, L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 84, 1741-1759.
- Putnis, A., 1992. *Introduction to Mineral Sciences*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Ramsay, J.G. 1989 Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *J Struct Geol* 11:191–209.
- Randle, V. 1992. *Microtexture Determination and its Applications*. The Institute of Materials, London. 174 pp.
- Reis Neto, J.M.; Soares, P.C. 1987. Um estudo de caracterização termodinâmica de microestruturas dos grupos Açungui e Setuva (PR). In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Balneário Camboriú, Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, v. 1, p.147-165.
- Ribeiro, L.M. A.L. 2006. *Estudo Geológico e Geocronológico dos Terrenos Granito Gnáissicos e Sequências Metavulcanossedimentares da Região do Betara – PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Rouchette, P.; Jackson M., Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. *Review Geophysics*, vol. 30: 209-226.
- Salazar, C. A.; Archanjo, C. J.; Rodrigues, S. W. de O., Hollanda, M. H., Liu, D. 2013. Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil) *Int J Earth Sci*, 102:1563–158.
- Salazar, C.A.; Archanjo, C. J.; Babinski, M.; Liu, D. 2008. The magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaóca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 26:286–299.
- Sanderson, D.J. & Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- Schmidt, N.H. & Olesen, N.O. 1989. Computer-aided determination of crystal-lattice orientation from electron channeling patterns in the SEM. *Canadian Mineralogist* 27, 15-22.

- Schmid S.M. & Casey, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: Hobbs B.E., Heard H.C. 1986. Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies, Geophysical Monograph Series, 36: 263-286.
- Serviço Geológico do Paraná (Mineropar S.A.) 2005. Mapa Geológico da Folha de Ponta Grossa. Curitiba. Escala 1:250.000.
- Serviço Geológico do Paraná (Mineropar S.A.) 2006. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Curitiba. Escala 1:650.000.
- Siga Jr O. 1995. Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Siga Jr O.; Basei M.A.S.; Machlavelli, A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23:(3) 215-223.
- Siga Jr O.; Basei, M.A.S.; Nutman A.; Sato K.; McCreath, I.; Passarelli, C.R.; Liu D. 2011c. Extensional and Collisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*, 11: p. 149-175.
- Siga Jr O.; Basei, M.A.S.; Nutman, A.; Sato, K.; McCreath, I.; Passarelli, C.R.; Liu, D. 2011. Extensional and collisional magmatic records in the Apiaí terrane, South-Southeastern Brazil: integration of geochronological U-Pb ages. *Geologia USP serie científica* 11(3):149–175.
- Siga Jr O.; Cury, L.F.; McCreath, I.; Ribeiro, L.M.A. L.; Sato, K.; Basei M.A.S.; Passarelli, C.R. 2011a. Geology and Geochronology of the Betara Region in South-Southeastern Brazil: Evidence for Possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1,50-1.45 Ga) Extension Events. *Gondwana Research*, 19:260-274.
- Siga Jr O.; Weber, W.; Basei, M. A. S.; Sato, K.; Reis Neto, J. M. 2002. O Grupo Itaiacoca: Registro U-Pb (zircões) de uma Bacia Neoproterozóica. In: 41 Congr Bras Geol, 2002, João Pessoa - PB. Atas 41 Congresso Brasileiro Geol., v. 1. p. 510-510.
- Siga Junior O.; Basei, M.A.S.; Cury, L.F.; Sato, K.; Passarelli, C.R. 2008. U-Pb Geochronology of Mesoproterozoic and Neoproterozoic Sequences of Southern Apiaí Fold Belt, Paraná State – South Brazil. In: SSAGI, South American Symposium on Isotope Geology, 6, Atas, p. 1-4.
- Siga Junior O.; Basei, M.A.S.; Sato, K.; Passarelli, C.R.; Nutman, A.; McCreath, I.; Prazeres Filho, H.J. 2011b. Calymmian (1.50-1.45Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences south-southeastern Brazil: Zircon ages and ND-SR isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:301-308.
- Silva, L.C.; Pedrosa Soares, A.C.; Teixeira, L.R.; Armstrong, R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo paleocontinent. *Gondwana Research* 13, 527–537.

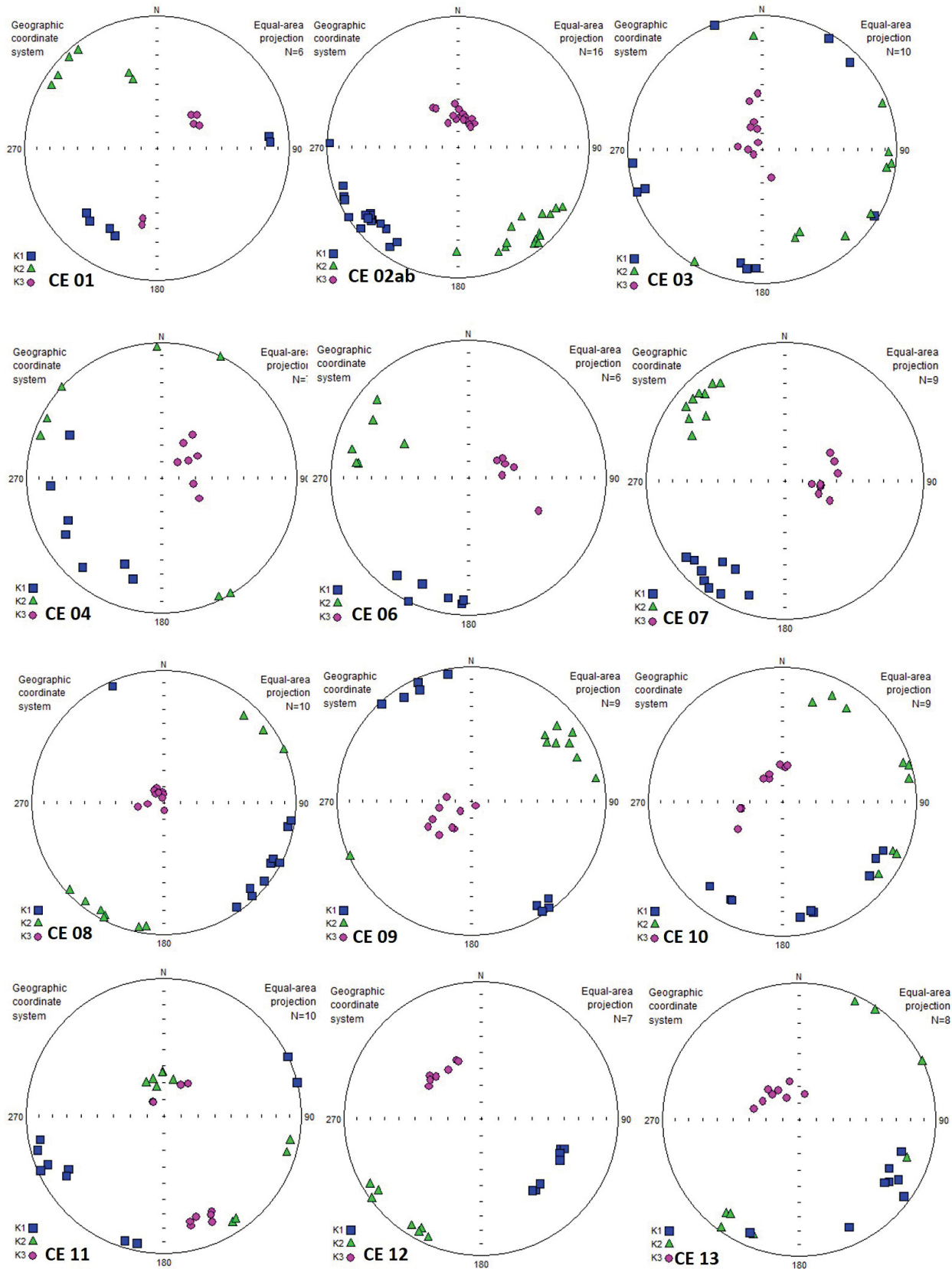


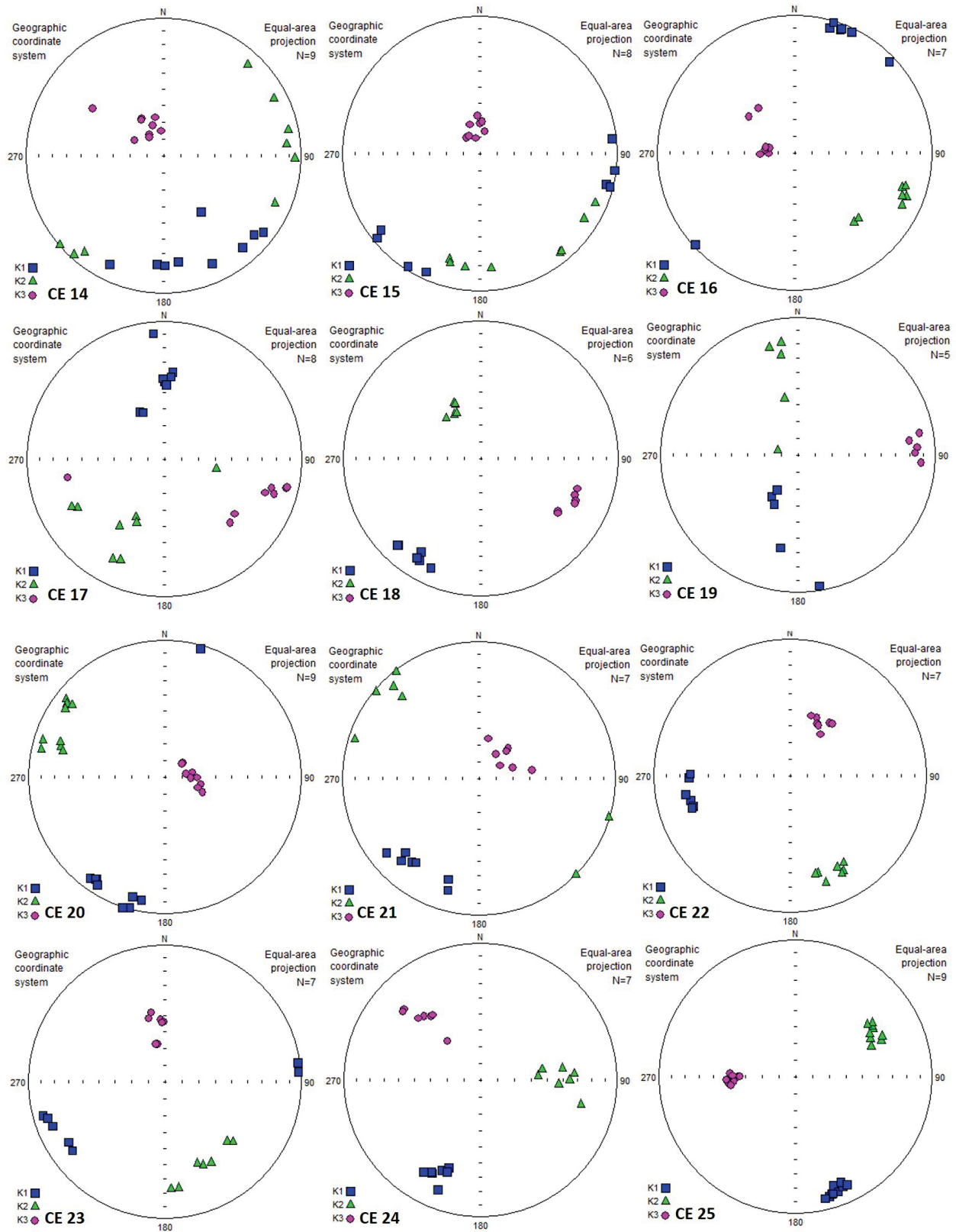
- Silva, P.C.S.; Vasconcelos, C.V.S.; Yamato, A.A. 1998b. A cartografia do Complexo Atuba na Folha Curitiba (SG22-X-DJ). In: 40 Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p.10.
- Soares, P.C. 1987. Sequências Tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro oeste do escudo paranaense. Atas. III Simpósio Sul Brasileiro de Geologia. Curitiba, 2: p. 743-771.
- Soares, P.C.; Rostirolla, S.P. 1997. Tectônica de escape tardicolisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. In: SIMPÓSIO NACIONAL De ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997, Pirinópolis. Anais: SBG, 1997, p. 65-68.
- Stipp, M.; Stynitz, H.; Heilbronner, R.; Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature ranger from 250 to 700°. *Journal of Structural Geology* 24, 1861-1884.
- Sylvester, P.J. Post-collisional alkaline granites. *The Journal of Geology*, v. 97, p. 261-280, 1989.
- Tarling, D. H. & Hrouda, F. 1993. The magnetic anisotropy of rocks (Chapman and Hall, London), pp. 217.
- Tikoff, B. & Teyssier, C. 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem, *Geology* 20, 927-930.
- Trouw, R.J.A.; Heilbron, M.; Ribeiro, Pacciulo, F.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Adreis, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Fo A, Campos DA (eds) *Tectonic Evolution of South América*, 31st international geological congress, Rio de Janeiro, pp 287–310.
- Trubac, J.; Zak, J.; Chlupacova, M.; Janousek, V. 2009. Magnetic fabric of the Ricany granite, Bohemian Massif: a record of helical magma flow? *J. Volcanol Geotherm Res.* 181:25–34.
- Tullis, J. & Tullis, T. 1972. Preferred orientation of quartz produced by mechanical Dauphine twinning: thermodynamics and axial experiments. *An Geophys Union Geophys. Monography.* 16:67-82.
- Tullis, J.; Christie, J.M.; Griggs, D.T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 297-314.
- Uyeda, S.; Fuller, M.D.; Belshé, J.C.; Girdle, R.W. 2003. Anisotropy of magnetic Susceptibility of rock and minerals. *Journal Geoph. Res.* 68, 279.
- Vernon, R. H., 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University, New York, 594 pg.
- Vignerresse, J.L. & Bouchez, J.L. 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *J. Petrol.* 38, 1767–1776.

- Vigneresse, J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation, *Tectonophysics* 249, 173-186.
- Weber, W.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M.; Basei, M.A.S.; Nutman, A.P. 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*, 4: p. 101-110.

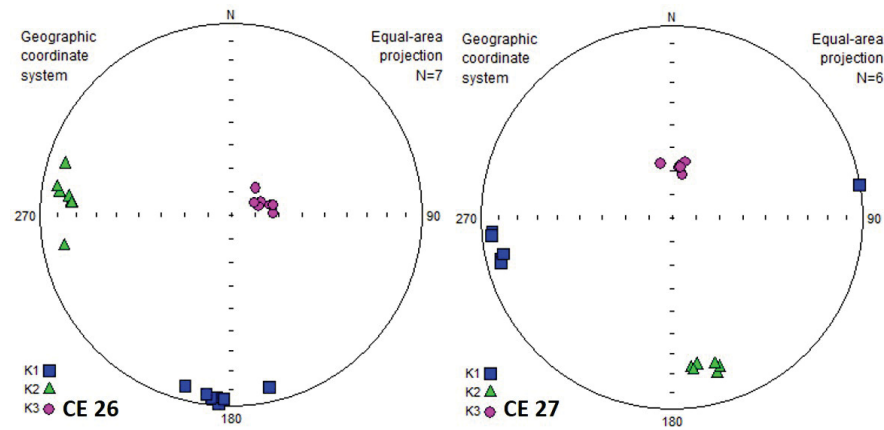
## ANEXOS – DADOS ASM E EBSD

### Dados da ASM para cada sítio

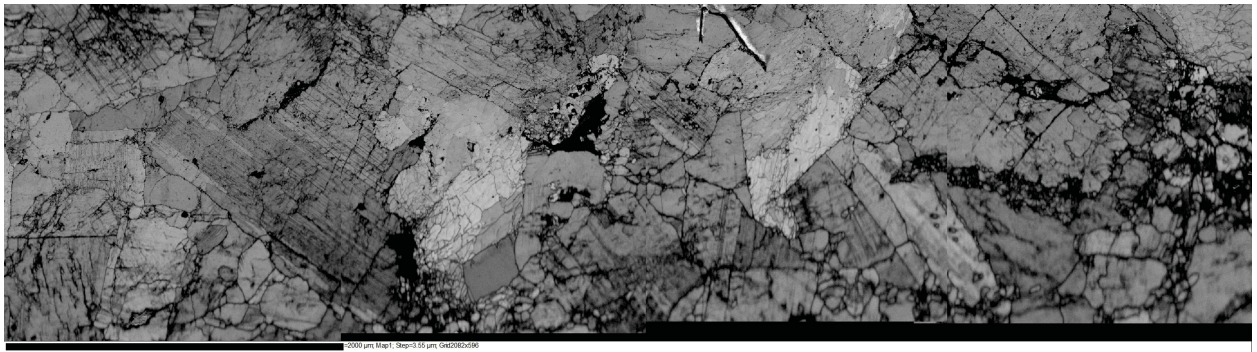




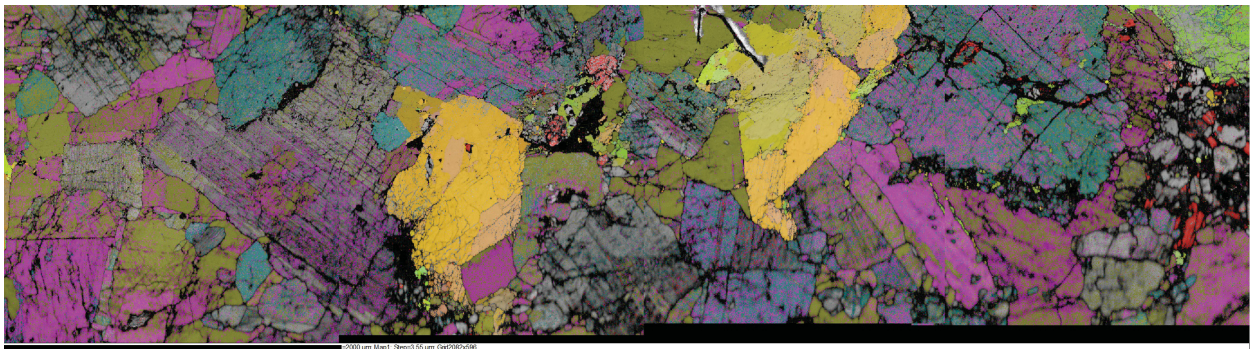




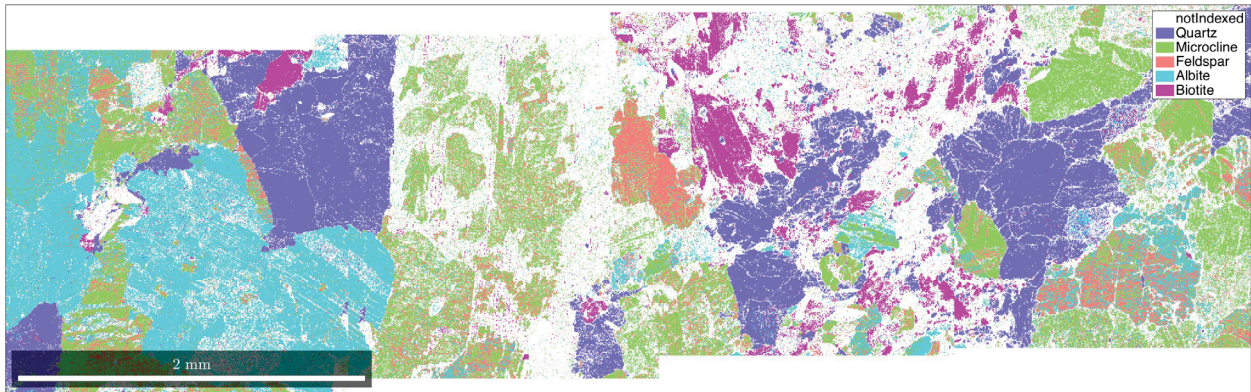
### Mapas de Fases do EBSD para as lâminas CE02 e CE09



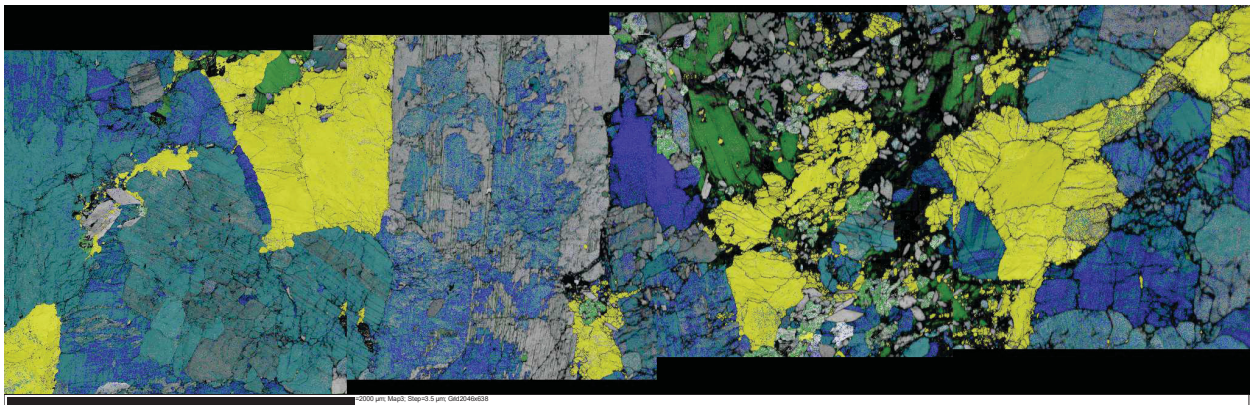
Mapa de fases CE09.



Mapa de fases- Euler CE09.



Mapa de fases CE02.



Mapa de fases- Euler CE02.